

ABSCHÄTZUNG ZUKÜNFTIGER SAISONALER NIEDERSCHLAGSEXTREME IM MITTELMEERRAUM UNTER BERÜCKSICHTIGUNG VARIIERENDER PRÄDIKTOR- PRÄDIKTAND-BEZIEHUNGEN

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades
(Dr.rer.nat)
der
Universität Augsburg
(Fakultät für Angewandte Informatik)

vorgelegt von:

Christian Merkenschlager
aus Georgensgmünd

Augsburg 2017

Erstgutachter:	PD Dr. Elke Hertig
Zweitgutachter:	Prof. Dr. Jucundus Jacobeit
Tag der mündlichen Prüfung:	14. Juli 2017

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Abbildungsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	IX
Abstract.....	XI
Zusammenfassung.....	XV
1. Einleitung	1
2. Die rezente Entwicklung des Klimas auf globaler und regionaler Ebene	7
2.1 Einflussfaktoren im System Klima	7
2.2 Rezente Klimaentwicklung	8
3. Klimamodellierung.....	13
3.1 Globale generalisierte Zirkulationsmodelle und Erdsystemmodelle	13
3.2 Repräsentative Konzentrationspfade.....	17
4. Regionalisierungsansätze und der Einfluss von Instationaritäten	19
4.1 Statistisches versus dynamisches Downscaling	20
4.2 Voraussetzungen und Einschränkungen für die Erstellung eines statistischen Downscalingmodells.....	22
4.3 Instationaritäten.....	24
5. Die Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum.....	27
5.1 Datengrundlage	27
5.2 Vollständigkeitstests und Eliminierung von Fehlwerten	28
5.3 Überprüfung der Stationsdaten auf Inhomogenitäten	30
5.4 Identifizierung von Niederschlagsregionen mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse	36
5.4.1 Die Niederschlagsregionen im Überblick.....	42
5.4.2 Auswahl der Referenzstationen	44
5.5 Die Niederschlagsverhältnisse im Mittelmeerraum im Zeitraum 1961-1990.....	46
5.5.1 Niederschlagsregionen im westlichen Mittelmeerraum	47
5.5.2 Niederschlagsregionen im zentralen Mittelmeerraum	58
5.5.3 Niederschlagsregionen im östlichen Mittelmeerraum.....	67

6. Einflussgrößen der großskaligen Zirkulation auf das Niederschlagsgeschehen im Mittelmeerraum	75
6.1 Datengrundlage	75
6.2 Statistische Grundlagen der Prädiktorenselktion	78
6.2.1 Three-Step Censored Quantile Regression (TSCQR)	79
6.2.1.1 Abschätzung der Niederschlagswahrscheinlichkeit.....	80
6.2.1.2 Abschätzung der zensierten Quantilwerte	82
6.2.2 Abschätzung der Güte eines Modells mittels geeigneter Scoring Rules	86
6.2.2.1 Brier Skill Score (BSS)	87
6.2.2.2 Censored Quantile Verification Skill Score (CQVSS).....	89
6.2.3 Kritische Betrachtung der TSCQR	90
6.3 Räumliche Ausdehnung des Untersuchungsgebiets.....	92
6.3.1 Identifizierung geeigneter Höhengniveaus	93
6.3.2 Horizontale Abgrenzung des Untersuchungsgebiets	95
6.4 Prädiktorenselktion.....	97
6.4.1 Kombination mehrerer Prädiktorvariablen.....	98
6.4.2 Identifizierung signifikanter Variationszentren.....	100
7. Erfassung und Analyse von Instationaritäten.....	111
7.1 Stationärer und instationärer Ansatz	112
7.2 Überblick über wechselnde Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum	113
7.3 Analyse der langen negativen Instationarität des 90. Niederschlagsquantils der Station Safed im Winter	117
7.3.1 Performanz der mittels gleitender Kalibrierungsperioden aufgestellten TSCQR-Modelle	117
7.3.2 Vergleich der klimatischen Eigenschaften des Niederschlags von CQVSS _{MIN} und CQVSS _{MAX}	119
7.3.3 Vergleich zwischen den Ausprägungen der signifikanten Variationszentren von CQVSS _{MIN} und CQVSS _{MAX}	122
7.3.3.1 Auswahl der zu untersuchenden Variationszentren anhand der Beta-Koeffizienten.....	122
7.3.3.2 Auswahl der zu untersuchenden Variationszentren anhand der Hauptkomponenten-Scores.....	125
7.3.3.3 Beobachteter und partiell modellierter Niederschlag der Perioden CQVSS _{MIN} und CQVSS _{MAX} im Vergleich	128
7.3.4 Einfluss der großskaligen Zirkulation auf das Niederschlagsverhalten in den Perioden CQVSS _{MIN} und CQVSS _{MAX}	131

7.3.4.1 Kompositen der geopotentiellen Höhen für die zonale Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau	132
7.3.4.2 Kompositen der geopotentiellen Höhen für die relative Feuchte auf dem 850hPa-Niveau	143
7.3.4.3 Einfluss der Zyklonenaktivität auf das instationäre Verhalten der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung in der Levante-Region	151
7.3.5 Zusammenfassung	154
7.4 Mögliche Ursachen instationären Verhaltens im Mittelmeerraum in den verschiedenen Jahreszeiten	155
7.4.1 Instationaritäten im Herbst	157
7.4.2 Instationaritäten im Winter	163
7.4.3 Instationaritäten im Frühling	167
7.4.4 Raum-zeitliche Einordnung der Instationaritäten im Mittelmeerraum	172
8. Abschätzung extremer Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert	175
8.1 Datengrundlage und –aufbereitung	175
8.1.1 Das Erdsystemmodell des Max-Planck-Instituts (MPI-ESM)	175
8.1.2 Aufbereitung der Daten	177
8.2 Übertragung der Hauptkomponenten auf die Modellläufe	178
8.2.1 Abgleich der räumlichen Variabilitätsmuster	178
8.2.2 Statistische Vorgehensweise zur Übertragung der Eigenschaften der PCA der Reanalyse auf die Modellläufe	180
8.3 Bestimmung des „besten“ Regressionsmodells zur Abschätzung zukünftiger Extremereignisse unter instationären Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen	182
8.3.1 Vorgehensweise	182
8.3.2 Abgleich der Kompositen zwischen Beobachtung und Modell	183
8.3.3 „Kreuzvergleich“ auf Basis des maximalen periodenspezifischen Korrelationskoeffizienten und dem CQVSS	186
8.3.4 Auswahlverfahren	188
8.3.5 Vergleich zwischen den modellierten rezenten Niederschlagsextremen des MPI-ESM-LR und der Reanalyse	189
8.4 Abschätzung zukünftiger Niederschlagsextreme im Mittelmeerraum	194
8.4.1 Abschätzung von Niederschlagsextremen für das 21. Jahrhundert der Station Safed	196
8.4.1.1 Entwicklung des 90.Quantils der Station Safed im Winter des 21. Jahrhunderts	196

8.4.1.2 Abschätzung saisonaler Niederschlagsextreme für die Station Safed.....	201
8.4.2 saisonale Betrachtung zukünftiger Niederschlagsextreme im Mittelmeerraum.....	207
8.4.2.1 Entwicklung zukünftiger Niederschlagsextreme im Herbst.....	207
8.4.2.2 Entwicklung zukünftiger Niederschlagsextreme im Winter	219
8.4.2.3 Entwicklung zukünftiger Niederschlagsextreme im Frühling	227
8.4.2.4 Zusammenfassung.....	234
9. Zusammenfassung, Schlussfolgerungen und Ausblick	239
Literaturverzeichnis.....	247
Anhang A	259
Anhang B.....	267
Anhang C.....	277
Anhang D	307
Anhang E	369
Anhang F.....	397
Anhang G	425
Anhang H	453

Abbildungsverzeichnis

<i>Abbildung 1: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse unter Berücksichtigung unterschiedlicher orthogonaler Rotationstechniken im Vergleich zu unrotierten Hauptkomponenten auf Basis der Korrelationsmatrix (links) und der Kovarianzmatrix (rechts). Die kumulative erklärte Varianz (EXV-CUM) ist jeweils unten links angegeben.</i>	<i>41</i>
<i>Abbildung 2: Niederschlagsregionen des Mittelmeerraums für die Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).</i>	<i>43</i>
<i>Abbildung 3: Saisonale Niederschlagsvariabilität (oben), tägliche Niederschlagsvariabilität (Mitte) und Variabilität der Anzahl der Niederschlagstage pro Saison (unten) der Niederschlagsregionen im westlichen Mittelmeerraum für die unterschiedlichen Jahreszeiten. Die Box-Whisker-Plots der saisonalen Variabilität sowie der Variabilität der Anzahl der Niederschlagstage beziehen sich auf die Perzentile 0-25-50-75-100, der Mittelwert ist jeweils durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet. Die Box-Whisker-Plots der täglichen Niederschlagsvariabilität beziehen sich auf die Perzentile 50-75-90-95-99</i>	<i>49</i>
<i>Abbildung 4: Monatliche Niederschlagsmittel (1961-1990) für die Niederschlagsregionen im westlichen Mittelmeergebiet. Die monatlichen Niederschlagssummen (SEP-MAI) werden anhand gewichteter Stationsdaten für jede Niederschlagsregion ermittelt.</i>	<i>52</i>
<i>Abbildung 5: Gleiche Darstellung wie Abbildung 3 für den zentralen Mittelmeerraum.....</i>	<i>59</i>
<i>Abbildung 6: Gleiche Darstellung wie Abbildung 4 für den zentralen Mittelmeerraum.....</i>	<i>62</i>
<i>Abbildung 7: Gleiche Darstellung wie Abbildung 3 für den östlichen Mittelmeerraum.</i>	<i>70</i>
<i>Abbildung 8: Gleiche Darstellung wie Abbildung 4 für den östlichen Mittelmeerraum.</i>	<i>71</i>
<i>Abbildung 9: CQVSS_{MAX}-Vertikalprofile ($\tau=0.9$) für die beiden Variablen shum (oben) und hgt (unten) der 22 Referenzstationen (gekennzeichnet durch die jeweilige Stationsidentifikationsnummer, Station-ID) für die Jahreszeit Winter. Der Maximalwert einer jeden Station ist die jeweilige Referenz (100%) und wird durch die entsprechende Farbe (dunkelrot) gekennzeichnet. Die weiteren CQVSSs der übrigen Höhenniveaus werden in Relation zur Referenz in 10%-Schritten abgestuft. Der für jedes Niveau über alle Stationen berechnete Mittelwert wird in der letzten Spalte angegeben.</i>	<i>94</i>
<i>Abbildung 10: CQVSS pro Gitterbox ($\tau=0.9$) für die beiden Variablen hgt (Spalte 1-2) und shum (Spalte 3-4) für die westlichste (oben), östlichste (zweite Reihe von oben), südlichste (zweite Reihe von unten) und nördlichste (unten) Referenzstation im Winter.....</i>	<i>96</i>
<i>Abbildung 11: CQVSS (links) der 31-jährigen gleitenden Subintervalle COMB_{ALL} (schwarz) und COMB_{RED} (rot) für das 90. Niederschlagsquantil in der Kalibrierung (durchgängig) und Validierung (gestrichelt) im Winter. Relativer Anteil (rechts) der als signifikant erachteten Variationszentren für die 31-jährigen gleitenden Subintervalle (COMB_{ALL}: oben; COMB_{RED}: unten). Die gestrichelte rote Linie repräsentiert den Schwellenwert von 95%.</i>	<i>104</i>
<i>Abbildung 12: Signifikante Variationszentren für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed (NR-2) im Winter. Abgebildet sind jeweils die Gitterboxen, für die der Betrag der Ladung ≥ 0.7 ist.....</i>	<i>105</i>

Abbildung 13: Prädiktorenkombination und –anzahl der verschiedenen Stationen für das 90. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).....	109
Abbildung 14: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 90. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).	114
Abbildung 15: CQVSS der Modelle basierend auf dem instationären Ansatz (schwarze Linie) der Station Safed im Winter für das 90. Niederschlagsquantil. Der höchste (rote gepunktete Linie) und der niedrigste (blau gepunktete Linie) CQVSS des stationären Ansatzes kennzeichnen den Bereich der natürlichen (zufälligen) Variabilität.	118
Abbildung 16: Absolute klimatische Kenngrößen des Niederschlags (links) und Abweichungen vom Mittel (rechts) für die Station Safed im Winter. Die blauen Balken repräsentieren $CQVSS_{MIN}$, die roten Balken $CQVSS_{MAX}$	120
Abbildung 17: Zeitlicher Verlauf des CQVSSs und der Beta-Koeffizienten des instationären Ansatzes für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed im Winter. Die gestrichelten Linien repräsentieren dabei das Maximum (rot) und Minimum (blau) des CQVSSs. Die Punkte kennzeichnen jeweils das absolute Maximum (rot) und Minimum (blau) der jeweiligen Zeitreihe.	124
Abbildung 18: Verteilungsdichtefunktion der Scores für die einzelnen Prädiktoren der Perioden $CQVSS_{MIN}$ (blau) und $CQVSS_{MAX}$ (rot).	126
Abbildung 19: Kolmogorov-Smirnov-Test für die Verteilungen der Scores für die beiden Stichproben $CQVSS_{MIN}$ (blau) und $CQVSS_{MAX}$ (rot) der jeweiligen signifikanten Prädiktoren. Die gestrichelten vertikalen Linien kennzeichnen jeweils die Lage der maximalen Abweichung.	128
Abbildung 20: Beobachtetes (Punkte) und partiell modelliertes (Fläche) Quantil der beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ (links) und $CQVSS_{MAX}$ (rechts).	130
Abbildung 21: Statistischer Zusammenhang zwischen PC-Scores der PC-11 der zonalen Windkomponente und dem Niederschlag innerhalb der beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$	133
Abbildung 22: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores < -2.0.	135
Abbildung 23: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores > +2.0.	141
Abbildung 24: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-2 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores < -2.0.	144
Abbildung 25: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-2 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores > +2.0.	146
Abbildung 26: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-10 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores < -2.0.	148
Abbildung 27: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-10 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores > +2.0.	150

Abbildung 28: Schematischer Überblick über das MPI-ESM. Die farbigen Boxen repräsentieren die verschiedenen Modellkomponenten, die Pfeile die verschiedenen Stoffflüsse zwischen den verschiedenen Modellkomponenten (Quelle: GIORGETTA ET AL. 2013).	175
Abbildung 29: Korrelationen der räumlichen Verteilungen der PCs maximaler Ladung zwischen der Reanalyse und den Modellläufen des MPI-ESM-LR für die unterschiedlichen Variablen und Jahreszeiten der Periode 1950-2005.	179
Abbildung 30: CQVSS des TSCQ-Regressionsmodellensembles für das 90.Niederschlagsquantil der Station im Winter. Die Whisker-Box-Plots stellen die gesamte Spannbreite des CQVSS dar, die rote Linie jeweils die CQVSSs der in dieser Periode aufgestellten Modelle dar. Die roten Sternchen und die Jahreszahl kennzeichnen das Modell mit dem höchsten CQVSS in dieser Periode.	186
Abbildung 31: Schematischer Überblick über die beiden Modellauswahlverfahren.	187
Abbildung 32: Box-Whisker-Plot für das 90.Niederschlagsquantil der PC-18 (Referenzstation Alicante) im Winter (1950-2005). Die Box (inkl. Linie) repräsentiert dabei das untere Quartil, den Median und das obere Quartil der Verteilung, die Whisker das Maximum und Minimum. Die Box-Whisker-Plots sind hier für das gesamte Modellensemble (links) sowie für die Methode ① (Mitte) und Methode ② (rechts) der Reanalyse (RAN) und der beiden über alle Läufe gemittelten repräsentativen Konzentrationspfade (RCP4.5 und RCP8.5) dargestellt.	190
Abbildung 33: Überblick über das angewendete Verfahren zur Bestimmung des „besten“ Regressionsmodells für die verschiedenen Jahreszeiten (Zeilen; Herbst-Winter-Frühling) und Niederschlagsquantile (Spalten; 0.90-0.95-0.99). Die Pfeile geben an, inwieweit die Box-Whisker-Plots der Niederschlagsquantile der Modelle mit den Beobachtungen übereinstimmen. Die Farben kennzeichnen dabei jeweils den Prädiktor, der den größten Einfluss auf den modellierten Niederschlag hat (Farbgebung identisch zu Abb. 13).	193
Abbildung 34: Abschätzungen für das 90.Niederschlagsquantil der Station Safed im Winter für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP 4.5 (oben) und RCP 8.5 (unten) des 21.Jahrhunderts (rechts). Die Box-Whisker-Plots geben die komplette Spannweite der Abschätzungen aller Regressionsmodelle an, die durchgängigen gepunkteten Linien repräsentieren jeweils die Abschätzungen des stationären und instationären Ansatzes der entsprechenden Perioden. Zum Vergleich sind auf der linken Seite die mittleren Abschätzungen aller Modelle (ALL), sowie des stationären (REF) und instationären Ansatzes (BEST) für die historischen Modellläufe dargestellt. Die gestrichelten Linien auf den beiden rechten Abbildungen geben jeweils den Mittelwert der drei unterschiedlichen Ansätze der historischen Modellläufe wieder.	197
Abbildung 35: Überblick über die Auswahl des "besten" Regressionsmodells für die historischen (links) und zukünftigen (rechts) Modellläufe des MPI-ESM-LR. Die Modellläufe des RCP 4.5 sind grün, die Modellläufe des RCP 8.5 sind rot dargestellt (RUN-1: hell; RUN-2: mittel; RUN-3: dunkel). Der Bereich, in dem eine Instationarität anhand der Reanalysedaten ausgemacht wurde, ist hellblau eingefärbt.	198

<i>Abbildung 36: Abschätzung des mittleren 90.Niederschlagsquantils anhand des RMEs für die Reanalyse (links) sowie für die beiden RCPs der historischen Modellläufe des MPI-ESM-LR.</i>	200
<i>Abbildung 37: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Safed (Referenzstation NR-2) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.</i>	202
<i>Abbildung 38: Überblick über die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Herbst. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.</i>	213
<i>Abbildung 39: Überblick über die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Winter. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.</i>	223
<i>Abbildung 40: Überblick über die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Frühling. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.</i>	229

Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 1: Anzahl der Variationszentren der verschiedenen Prädiktorvariablen für das 850hPa- und 700hPa-Niveau der Station Safed (NR-2) im Winter.</i>	<i>99</i>
<i>Tabelle 2: Übersicht über die CQVSSs der unterschiedlichen Kombinationen von Prädiktorvariablen für die Referenzstation Safed im Winter für das 90. Quantil.</i>	<i>100</i>
<i>Tabelle 3: Überblick über die saisonalen Mittelwerte klimatischer Kenngrößen des Niederschlags von CQVSS_{MIN} und CQVSS_{MAX}.</i>	<i>121</i>
<i>Tabelle 4: Übersicht über die Beta-Koeffizienten für die Regressionsmodelle von CQVSS_{MIN} und CQVSS_{MAX}.</i>	<i>123</i>
<i>Tabelle 5: Überblick über die Anzahl der Events (E), Niederschlagstage (PE) und Niederschlagstage oberhalb des 90.Quantils ($P>90$) sowie der durchschnittliche PC-Score der drei Variationszentren für die jeweiligen Kompositen der Perioden CQVSS_{MIN} und CQVSS_{MAX}.</i>	<i>132</i>
<i>Tabelle 6: Verhältnis zwischen Kompositenniederschlag und Quantilsniederschlag sowie Differenz für die verschiedenen Stationen mit instationärem Verhalten im Herbst. Die Spalte „DAUER“ gibt an, ob es sich um eine kleine (S), mittlere (M) oder große (L) Instationarität handelt. Die letzte Spalte definiert die semi-objektive Einschätzung des Potentials zur Erfassung möglicher Ursachen für Instationaritäten anhand der Kompositen.</i>	<i>158</i>
<i>Tabelle 7: Gleiche Tabelle wie Tabelle 6 für die Jahreszeit Winter.</i>	<i>165</i>
<i>Tabelle 8: Gleiche Tabelle wie Tabelle 6 für die Jahreszeit Frühling.</i>	<i>169</i>

Abstract

Since atmospheric circulation is subject to a certain natural variability, changes in the relationships between large-scale predictors and regional to local precipitation occur as well. Due to the position of the Mediterranean region being between the humid climates of western and central Europe and the arid climates of northern Africa it is one of the regions which is exposed to different impacts of the large-scale circulation. For this reason, precipitation in the Mediterranean area is mostly affected by the alternating characteristics of the westerlies and the subtropical highs so that changes in the large scale circulation could lead to significant variations of daily precipitation sums as well. Within the scope of statistical downscaling a new approach which takes nonstationarities within the predictor-predictand-relationships explicitly into account for assessing future extreme precipitation under enhanced anthropogenic greenhouse forcing should be presented.

For analysis, 94 homogeneous and complete daily precipitation time series in the Mediterranean area are available for predictands. Since only few stations record precipitation in summer, precipitation regions for autumn, winter and spring were extracted solely using an s-mode principal component analysis (s-mode PCA). Subsequently, based on different criteria a reference station representing all seasons, if procurable, was determined for every precipitation region. The seasonal large-scale circulation is represented by centers of variation of different circulation- and thermodynamic predictors of the NCEP/NCAR reanalysis dataset, obtained by s-mode PCA.

The seasonal relationships between the large-scale circulation and the respective quantiles of the reference stations are analyzed by means of a Three-Step Censored Quantile Regression (TSCQR). In order to assess the skill of the derived regression models the Censored Quantile Verification Skill Score (CQVSS) is applied. Subsequently, the CQVSS is also used for identifying the best predictor combination and the significant centers of variation. It becomes apparent that the best predictor combination comprises one circulationdynamic and one thermodynamic variable whereas a third variable generates no significant improvement of the model skill.

Furthermore, the CQVSS is applied to the available time series in order to identify potential nonstationarities. For this purpose two different approaches are used to check model performance under stationary as well as under nonstationary conditions. Stationarity is simulated by regression models based on 100 random sampled 31-year calibration periods, each validated by the remaining years. By means of the lowest and highest CQVSS of the stationary approach the range of natural (random) variability is defined. To comprise model performance under nonstationary conditions the time series are split into 31-year running calibration periods. In order to avoid a weighting in favor of the middle years, years from the beginning are added when the end of the time series is reached. If the CQVSS of the nonstationary approach is outside the range of natural variability for at least three consecutive years, a nonstationarity is assumed. Apart from the two western-most reference stations analyses have shown, that every precipitation region is affected by nonstationary behavior within the predictor-predictand-relationships for at least one season and quantile. Furthermore, the nonstationarities in the different sub-regions of the Mediterranean show specific characteristics so that nonstationarities could be classified into a westerly and easterly regime.

In order to capture possible reasons for nonstationary behavior, composites of the geopotential heights are computed for these days, where scores of the centers of variations exceed or fall below a certain threshold. Especially for the lower quantiles, nonstationarities could be attributed to potential changes within the large-scale circulation whereas predominantly small-scale processes are responsible for nonstationarities of the higher quantiles.

For future projections seasonal time series of different representative concentration pathways (RCP4.5, RCP8.5) of the earth system model of the Max-Planck Institute (MPI-ESM-LR) are divided into 31-year sub-periods, as well. Subsequently, two different methods are applied to assess future seasonal precipitation extremes under consideration of an enhanced anthropogenic greenhouse forcing. On the one hand the whole ensemble of regression models is used to comprise the future range of the stationary model setup. On the other hand, every sub-period of the MPI-ESM-LR is assessed by that regression model, which shows greatest accordance in matters of the large-scale circulation between the model runs and the calibration periods, separately. In comparison

with any stationary model this so-called nonstationary approach has shown that the observed precipitation variability in the second half of the 20th century is better captured by the latter approach.

By the end of the 21st century the assessments of the respective precipitation quantiles exhibit significant changes with dissenting regional characteristics. Irrespective of the chosen RCP the northern part of the Mediterranean will be affected by a significant increase of precipitation intensity above the analyzed quantiles whereas the southern and eastern parts show significant decreases. Generally, the changes are more severe under consideration of RCP8.5. It is noticeable that the estimations are highly dependent upon the respective thermodynamic predictor since strongly deviating assessments, even with changing signs, could be observed.

Zusammenfassung

Da die atmosphärische Zirkulation einer gewissen natürlicher Variabilität unterliegt, zeigen sich dadurch auch veränderte Zusammenhänge zwischen den großskaligen Einflussparametern und dem Niederschlag auf regionaler bis lokaler Ebene. Eine Region, die aufgrund ihrer Lage zwischen den humiden Regionen West- und Mitteleuropas und den ariden Klimaten Nordafrikas unterschiedlichen Einflüssen der großskaligen Zirkulation ausgesetzt ist, ist der Mittelmeerraum. Das Niederschlagsverhalten im Mittelmeerraum ist somit weitestgehend durch die wechselhaften Ausprägungen der Westwinddrift und der subtropischen Hochdruckzellen geprägt, sodass Schwankungen innerhalb dieser Zirkulationsmodi signifikante Veränderungen hinsichtlich der täglichen Niederschlagsmengen hervorrufen können. Ein Ansatz, der im Rahmen des statistischen Downscalings diese instationären Zustände innerhalb der Prädiktor-Prädikand-Beziehung explizit in die Modellerstellung mit einbezieht und anschließend bei den Abschätzungen von Niederschlagsextremen unter einem anthropogen verstärkten Treibhauseffekt berücksichtigt, soll in dieser Arbeit präsentiert werden.

Als Prädikand stehen hierfür täglich aufgelöste Niederschlagszeitreihen von 94 Stationen im Mittelmeerraum zur Verfügung, die, nachdem diese auf Homogenität und Vollständigkeit getestet wurden, anhand einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse (PCA) in saisonale Niederschlagsregionen eingeteilt wurden. Da im Sommer an einigen Stationen nur vereinzelt Niederschlagsereignisse verzeichnet werden, beschränken sich die Analysen in dieser Arbeit auf die Jahreszeiten Herbst, Winter und Frühling. Für jede Niederschlagsstation wird anschließend auf der Grundlage bestimmter Kriterien saisonübergreifend eine Station ermittelt, die im weiteren Verlauf die jeweilige Region repräsentiert. Die atmosphärische Zirkulation wird dagegen durch Variationszentren ausgewählter zirkulations- und thermodynamischer Zustandsgrößen des NCEP/NCAR-Reanalysedatensatzes beschrieben, die mittels s-modaler PCA für jede Saison extrahiert wurden.

Im weiteren Verlauf werden für diverse Quantile die Beziehungen zwischen den jeweiligen Referenzstationen und der großskaligen Zirkulation in den verschiedenen Jahreszeiten anhand einer Three-Step Censored Quantile Regression (TSCQR) näher untersucht. Der Censored Quantile Verification Skill Score (CQVSS) dient dabei zur Abschätzung der

Güte der vorliegenden Regressionsmodelle und wird im Folgenden sowohl für die Bestimmung der besten Prädiktorenkombination als auch für die Auswahl der signifikanten Variationszentren eingesetzt. Dabei hat sich gezeigt, dass die beste Prädiktorenkombination jeweils aus einer thermodynamischen und einer zirkulationsdynamischen Prädiktorvariablen besteht, während die Berücksichtigung einer dritten Prädiktorvariablen keine signifikanten Verbesserungen hervorruft.

Darüber hinaus werden die vorliegenden saisonalen Zeitreihen anhand des CQVSSs auf mögliche Instationaritäten untersucht, wobei hier zwei unterschiedliche Ansätze verfolgt werden. Zum einen werden auf der Basis von 100 zufällig ausgewählten 31jähriger Kalibrierungsperioden Regressionsmodelle erstellt, die anhand der restlichen Jahre validiert werden. Dieser Ansatz soll dabei einen stationären Zusammenhang zwischen dem Niederschlag an der jeweiligen Station und der großskaligen Zirkulation simulieren und den Schwankungsbereich der natürlichen (zufälligen) Variabilität abgrenzen. Der höchste und niedrigste CQVSS der vorliegenden Random Samples dienen hierbei als Schwellenwerte einer stationären Atmosphäre-Niederschlag-Beziehung. Zum anderen wird ein instationärer Ansatz verfolgt, der auf 31jährigen gleitenden Kalibrierungsperioden basiert. Um eine Gewichtung zugunsten der mittleren Jahre der Zeitreihe zu vermeiden, werden die Subperioden durch Jahre vom Beginn der Zeitreihe ergänzt, wenn deren Ende erreicht wird. Fällt der CQVSS des Validierungszeitraums für mehr als drei aufeinander folgende Jahre aus dem natürlichen (zufälligen) Schwankungsbereich des stationären Ansatzes, liegt bei dieser Zeitreihe eine Instationarität vor. Aus den hier vorliegenden Analysen geht hervor, dass bei den untersuchten Quantilen, außer bei den beiden westlichsten Niederschlagsregionen, im gesamten Mittelmeerraum mindestens in einer Jahreszeit eine Instationarität zu beobachten ist. Dabei weisen die Instationaritäten regionalspezifische Eigenschaften auf, sodass allgemein von einem westlichen und einem östlichen Regime gesprochen werden kann.

Um mögliche Ursachen für das instationäre Verhalten zu finden, werden anschließend die Kompositen der geopotentiellen Höhen an den Tagen untersucht, an denen die signifikanten Variationszentren stark positiv bzw. negativ ausgeprägt sind. Vor allem bei den niederen Quantile können Instationaritäten auf einen möglichen Zusammenhang zwischen der großskaligen Zirkulation und dem Niederschlagsverhalten zurückgeführt

werden, während bei den höheren Quantilen vermehrt kleinräumige Prozesse in den Vordergrund treten.

Für die Zukunftsprojektionen werden die saisonalen Zeitreihen der Prädiktoren des Erdsystemmodells des Max-Planck-Instituts (MPI-ESM-LR) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 und RCP8.5 herangezogen und in 31jährige Subperioden unterteilt. Um die Entwicklung von Starkniederschlagsereignissen unter Berücksichtigung eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts abzuschätzen, wird zum einen auf das gesamte Ensemble stationärer Regressionsmodelle, zum anderen auf jeweils das Regressionsmodell zurückgegriffen, welches zwischen der großskaligen Zirkulation der Kalibrierungsperioden und der einzelnen Subperioden des MPI-ESM-LR die größten Übereinstimmungen aufweist. Dieser instationäre Modellansatz hat dabei gezeigt, dass die beobachtete Niederschlagsvariabilität der zweiten Hälfte des 20.Jhs. besser erfasst werden kann, als anhand der stationären Modelle.

Für die Abschätzung der Niederschlagsquantile ergeben sich bis zum Ende des 21.Jhs. teils signifikante Veränderungen, die regional stark differenzieren. Während der nördliche Mittelmeerraum deutliche Zunahmen der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile zu verzeichnen hat, ist der südliche und östliche Teil durch teils erhebliche Abnahmen geprägt. Diese Entwicklung ist sowohl unter RCP4.5 als auch unter RCP8.5 zu beobachten, wobei die Ab- bzw. Zunahmen unter RCP8.5 in der Regel stärker ausfallen. Allerdings hat sich gezeigt, dass die Abschätzungen in hohem Maße von der Wahl des thermodynamischen Prädiktors abhängig sind, da, je nachdem welcher Prädiktor berücksichtigt wird, gegensätzliche Entwicklungen bei den untersuchten Quantilen beobachtet werden können.

1. Einleitung

„Die Erwärmung des Klimasystems ist eindeutig, und viele dieser seit den 1950er Jahren beobachteten Veränderungen sind seit Jahrzehnten bis Jahrtausenden noch nie aufgetreten“ (IPCC 2013b, S.4). Mit diesen eindringlichen Worten weist der Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) politische Entscheidungsträger darauf hin, dass viele Prozesse, die sich insgesamt durch einen Anstieg der globalen Mitteltemperatur auszeichnen, nicht allein durch die natürliche Variabilität des Klimasystems erklärt werden können, sondern auf menschliche Aktivitäten zurückzuführen sind. Insbesondere der seit Beginn der Industrialisierung stetig steigende Ausstoß von Treibhausgasen ruft einen durch Rückkopplungen im Klimasystem geprägten positiven Strahlungsantrieb hervor, der, wenn die Emissionen nicht auf ein bestimmtes Niveau gesenkt werden, in naher Zukunft weitreichende Konsequenzen für einige Regionen der Erde nach sich ziehen wird. Regionen, deren Klima besonders sensitiv auf Änderungen der globalen Zirkulation reagiert, werden bei GIORGI (2006) als „Climate Change Hot-spots“ bezeichnet.

Eine dieser Regionen, in der die Kategorisierung als Climate Change Hot-spot vor allem auf Änderungen im Niederschlagsverhalten zurückzuführen ist, ist der Mittelmeerraum, da hier mit einem starken Rückgang in den mittleren Niederschlägen und einer Zunahme der Niederschlagsvariabilität in den warmen Monaten zu rechnen ist (GIORGI 2006). Aus diesem Grund haben sich seitdem viele Studien mit den relevanten Prozessen und den physikalischen Mechanismen innerhalb der Atmosphäre beschäftigt, um so mögliche Ursachen für die Variabilität von Klimaparametern wie zum Beispiel Niederschlag offenzulegen (vgl. KELLEY ET AL. 2012a; LIONELLO ET AL. 2014; MARIOTTI & DELL'AQUILA 2012). Darüber hinaus sind die Auswirkungen des Klimawandels auf die sozioökonomische Strukturen (vgl. IGLESIAS ET AL. 2007; LATORRE ET AL. 2001; STEFANOVA ET AL. 2015) sowie das terrestrische Ökosystem (vgl. BATTLORI ET AL. 2013; FILIPE ET AL. 2013; HENNE ET AL. 2013) in dieser Region Gegenstand vieler Untersuchungen. Auch der IPCC (2013a) verweist im fünften Sachstandsbericht darauf, dass der mediterrane Raum infolge des Klimawandels einen Rückgang bei den Niederschlägen zu verzeichnen hat, wodurch es zu Einschränkungen der wirtschaftlichen Aktivitäten kommen kann (mittleres Vertrauensniveau bzgl. der IPCC-Unsicherheitseinschätzung, IPCC 2013a). So kommt

es zum Beispiel durch den Rückgang der jährlichen Niederschlagsmengen zu einem erhöhten Bedarf an Bewässerungsmaßnahmen (hohes Vertrauen). Da jedoch gleichzeitig mit steigenden Evapotranspirationsraten und einem verringerten Abfluss zu rechnen ist und der landwirtschaftliche Wasserbedarf in Konkurrenz mit anderen Sektoren steht, kann es zu Einschränkungen bei der Wasserverfügbarkeit kommen. Um dieses Problem in adäquater Weise anzugehen und die Steigerung der ökonomischen Kosten auf ein geringes Maß zu beschränken, ist die Einrichtung eines dauerhaften, länderübergreifenden Wassermanagements unumgänglich.

Die Niederschläge im Mittelmeerraum werden im Wesentlichen während des Winterhalbjahres generiert, da die Westwinddrift zu dieser Jahreszeit ihre südlichste Lage aufweist und somit advektive Prozesse das Wettergeschehen in dieser Region bestimmen. Im Sommer setzt sich hingegen der Hochdruckeinfluss der subtropischen Hochdruckzellen durch und der Einfluss der Westwinddrift rückt in den Hintergrund. Die Verlagerung der Westwinddrift ist darauf zurückzuführen, dass der Mittelmeerraum im Übergangsbereich zwischen den humiden Klimaten West- und Mitteleuropas und den ariden Gebieten Nordafrikas liegt, in denen jeweils unterschiedliche großskalige Zirkulationsmodi vorherrschen (DÜNKELOH & JACOBET 2003; GIORGI & LIONELLO 2008), deren Einfluss über das Jahr hinweg einem saisonalen Zyklus unterliegt. XOPLAKI ET AL. (2004) machen diesen Prozess für einen Großteil der gegenwärtigen räumlichen und zeitlichen Niederschlagsvariabilität im Mittelmeerraum verantwortlich. Eine infolge des Klimawandels induzierte Verlagerung der großskaligen Zirkulation kann in dieser Region durchaus signifikante Änderungen im Hinblick auf Niederschlagsmengen und –extreme hervorrufen. BARKHORDARIAN ET AL. (2013) nehmen außerdem an, dass die Veränderungen in der großskaligen Zirkulation eine signifikante Unterschätzung des Klimaänderungssignals im Mittelmeerraum zur Folge hat. Die Autoren stützen diese These auf eine teils gegenläufige Entwicklung bei den modellierten und beobachteten Niederschlägen, die sich insbesondere bei der Analyse der saisonalen Zyklen zeigt.

Neben den großskaligen Prozessen wirken in einem komplexen Terrain wie dem Mittelmeerraum, in dem die Topographie einen elementaren Einfluss auf die Struktur von beobachteten synoptischen Wettersystemen und die regionale Zirkulation hat

(FERNANDEZ ET AL. 2003) auch kleinskalige Prozesse modifizierend auf das Niederschlagsänderungssignal im Mittelmeerraum ein (GAO ET AL. 2006). In der Folge kommt es während Niederschlagsereignissen zu einer starken regionalen Differenzierung. Dabei sind vor allem Starkregenereignisse in dieser Region häufig auf ein lokal begrenztes Gebiet beschränkt. Da diese kleinskaligen Prozesse weder von der spärlichen räumlichen Auflösung der generalisierten Zirkulationsmodelle erfasst noch abgeschätzt werden können (FRIEDERICHES & HENSE 2008), müssen für regionale bis lokale Betrachtungen der Niederschlagsentwicklung Verfahren angewendet werden, die die Entwicklungen der großskaligen Zirkulation, welche vor allem advektive Prozesse innerhalb der Atmosphäre relativ gut beschreibt, in Relation zu den lokalen Gegebenheiten setzt. Ein Methodenkomplex, der sowohl großskalige als auch kleinskaligere Komponenten bei der Abschätzung regionaler bis lokaler Klimatelemente berücksichtigt, ist das Downscaling.

Verschiedene Studien, die auf unterschiedlichen Downscalingansätzen basieren, projizieren abnehmende mittlere Niederschläge für den südlichen und östlichen Mittelmeerraum und eine Zunahme der mittleren Niederschläge im Norden und Westen (HERTIG ET AL. 2012). Im Gegensatz zu den mittleren Niederschlägen ergibt sich für Niederschlagsextreme im Mittelmeerraum ein unspezifisches Bild, da die Ergebnisse jeweils von dem gewählten Modell, der Definition der Extreme und der betrachteten Region abhängig sind (HERTIG & JACOBET 2015). So vermuten ALPERT ET AL. (2002), dass zukünftig in vielen Regionen ein gegensätzlicher Trend bei den mittleren und extremen Niederschlägen zu beobachten ist, während HERTIG ET AL. (2012) darauf verweisen, dass eine Abnahme der mittleren Niederschläge bei gleichzeitiger Zunahme der Extreme nur in einigen wenigen Regionen zu beobachten sein wird und somit diese gegenläufige Entwicklung nicht repräsentativ für den gesamten Mittelmeerraum ist. Insgesamt sind sich die meisten Studien allerdings einig, dass der Gesamtniederschlag einer hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität unterliegen wird, die sich vor allem in einer Abnahme der Niederschlagstage bei gleichzeitiger Intensivierung der Niederschlagsereignisse äußert. Inwieweit diese Intensivierung der Niederschläge zu einer Zunahme der Niederschlagsextreme führt ist aus den oben genannten Gründen in manchen Teilregionen jedoch umstritten.

Ein wesentlicher Faktor, der die Abschätzung zukünftiger Extremereignisse beeinflusst und, je nach Region, mehr oder weniger für die auftretenden Unsicherheiten verantwortlich ist, ist das Vorhandensein von Instationaritäten innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung. Instationaritäten treten dann auf, wenn der Zusammenhang zwischen bestimmten Zirkulationsmustern oder Variationszentren (Prädiktoren) und der Zielvariablen (Prädiktand) einer Variabilität unterliegt. Dabei lassen sich Instationaritäten zwei möglichen Gruppen zuweisen. Zum einen kann dieses Verhalten auf physikalische Variationen der großskaligen Zirkulation zurückgeführt werden, zum anderen können auch Veränderungen innerhalb des vorliegenden Systems eine variierende Prädiktor-Prädiktand-Beziehung hervorrufen (BECK ET AL. 2007; HERTIG & JACOBET 2015). Die Notwendigkeit, Verlagerungen in der großskaligen Zirkulation bei der Projektion von Niederschlägen im Mittelmeerraum zu berücksichtigen, wird durch die Studie von BARKHORDARIAN ET AL. (2013) hervorgehoben. Die Autoren zeigen auf, dass die winterlichen Niederschlagsmengen im Mittelmeerraum einem signifikanten negativen Trend unterliegen, der nicht durch die verschiedenen Klimamodelle wiedergegeben werden kann. Sie führen Veränderungen in der großskaligen Zirkulation für die beobachteten Unterschiede zwischen modellierten und tatsächlichen Niederschlags als mögliche Ursachen an, die nicht allein durch die natürliche Variabilität erklärt werden können. Da diese Studie jedoch auf Projektionen für den gesamten Mittelmeerraum beruht, können keine verlässlichen Aussagen auf regionaler Ebene getroffen werden.

Sowohl der rezente (z.B. XOPLAKI ET AL. 2004; DÜNKELOH & JACOBET 2003, LUTERBACHER ET AL. 2006) als auch der zukünftige Klimawandel (z.B. GIORGI & LIONELLO 2008) im Mittelmeerraum waren bereits Thema umfassender Studien. Viele dieser Studien beschränken sich dabei entweder auf einzelne Klimaelemente wie Temperatur (z.B. BARKHORDARIAN ET AL. 2013) oder Niederschlag (z.B. LIONELLO & GIORGI 2007, PHILANDRAS ET AL. 2011) bzw. auf einzelne mehr oder weniger große Teilregionen (z.B. PAUSAS 2004, ALPERT ET AL. 2004). Für eine regionale Betrachtung des Klimawandels im mediterranen Raum werden dabei unterschiedliche dynamische (GAO ET AL. 2006; KRICHAK ET AL. 2011) bzw. statistische (ALPERT ET AL. 2008; QUINTANA-SEGUI ET AL. 2011) Downscalingtechniken angewendet, um so Informationen der großskaligen Zirkulation auf die entsprechenden Regionen zu übertragen.

Eine Vielzahl an Publikationen entstammt dabei auch diversen Projekten der Klimagruppe der Universität Augsburg (z.B. HERTIG & JACOBET 2008; HERTIG ET AL. 2012; HERTIG ET AL. 2013; u.a.), deren Schwerpunkt überwiegend auf statistischen Verfahren zur Abschätzung der zukünftigen Entwicklung von Klimaelementen im Mittelmeerraum auf regionaler Ebene beruht. Während einer dieser Projektphasen fiel die Aufmerksamkeit auf die variierenden Zusammenhänge innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen, die einen wesentlichen Einfluss auf die Kalibrierung der Modelle ausübten. In der Folge entstand die Idee, diese Instationaritäten bei der Abschätzung zukünftiger Niederschlagsereignisse zu berücksichtigen. Seitdem wurden unterschiedliche Ansätze verfolgt, mittlere tägliche Niederschläge im Mittelmeerraum anhand von instationären Modellen abzuschätzen, und in diversen Fachzeitschriften veröffentlicht (HERTIG & JACOBET 2013; HERTIG ET AL. 2015, HERTIG & JACOBET 2015). Eine umfassende Analyse von zukünftigen Extremniederschlägen im Mittelmeerraum unter der expliziten Einbeziehung variierender Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen wurde bis jetzt noch nicht durchgeführt.

In dieser Arbeit soll nun ein Ansatz präsentiert werden, der es ermöglicht, die saisonale Entwicklung von Starkregenereignissen und Extremen unterschiedlicher Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum unter Berücksichtigung von Instationaritäten abzuschätzen. Zu diesem Zweck wird der Mittelmeerraum auf Basis der vorliegenden Stationsdaten in Niederschlagsregionen (saisonal) unterteilt, um anschließend den Einfluss verschiedener Variablen der großskaligen Zirkulation auf das Niederschlagsverhalten der anhand unterschiedlicher Kriterien ausgewählten Referenzstationen zu untersuchen. Um mögliche Instationaritäten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung zu erfassen, soll hier ein neuartiger Ansatz präsentiert werden, der auf der (Weiter-)Entwicklung statistischer Verfahren und Methoden basiert und verschiedene Modelle für unterschiedliche Ausprägungen der Atmosphäre zur Verfügung stellt. Anschließend werden die vorliegenden Erkenntnisse auf Grundlage der neuesten Projektionen des IPCCs auf das 21.Jahrhundert übertragen, um so regional differenzierte Aussagen über die Veränderung von Niederschlagsextremen unter einem anthropogen verstärkten Treibhauseffekt zu treffen.

2. Die rezente Entwicklung des Klimas auf globaler und regionaler Ebene

2.1 Einflussfaktoren im System Klima

Um verlässliche Aussagen über mögliche Veränderungen des Klimas treffen zu können, muss das System Klima als Ganzes betrachtet werden, da Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Komponenten, variable Randbedingungen und externe Einwirkungen unterschiedliche Signale hervorrufen können (JACOBET 2007). Das Klimasystem umfasst dabei die Komponenten Atmosphäre, Ozean, Landoberfläche, Biosphäre und Kryosphäre, die jeweils auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen Änderungen unterliegen und somit auf das Klima einwirken können.

Veränderte Randbedingungen werden zum Beispiel durch plattentektonische Prozesse hervorgerufen, indem Gebirge entstehen oder Lithosphärenplatten ihre Lage im tellurischen Bezugssystem verändern. Vollziehen sich diese Entwicklungen über einen längerfristigen geologischen Zeitraum können sich verschiedene Wechselwirkungen zwischen den unterschiedlichen Komponenten des Klimasystems einstellen. So greifen Gebirge ab einer gewissen vertikalen Erstreckung aktiv in die großskalige atmosphärische Zirkulation ein und eine veränderte Land-Meer-Verteilung führt zu Modifikationen der Ozeanzirkulation. Externen Antriebsmechanismen werden Prozesse zugeschrieben, die von außen auf den Strahlungshaushalt der Erde einwirken und dadurch Klimaänderungen hervorrufen. Dabei kann an dieser Stelle zwischen natürlichen und anthropogenen Faktoren unterschieden werden. Durch Veränderungen der Erdbahnparameter (Milankovic-Zyklen) kommt es zu langfristigen natürlichen Variationen der Solarkonstante. Die Milankovic-Zyklen gelten allgemein als eine der Treiber für die verschiedenen Vereisungsphasen während des Pleistozäns. Unter den anthropogenen Einflussfaktoren sind vor allem Landnutzungsänderungen sowie die Freisetzung klimawirksamer Spurengase und Aerosole zu verstehen (JACOBET 2007). Durch Flächenversiegelungen und Rodungsprozesse kommt es zu einer Veränderung des Bestandsklimas sowie

der Albedo, zum anderen werden vermehrt Kohlenstoffe in die Atmosphäre emittiert (z.B. Brandrodung) und Kohlenstoffsinken abgebaut.

Die Emission von Treibhausgasen geht vor allem auf die Verbrennung fossiler Brennstoffe, die Zementindustrie sowie unterschiedliche Formen landwirtschaftlicher Nutzung (z.B. Reisanbau, Großviehhaltung) zurück. Dabei zeichnen sich insbesondere diverse Kohlenstoffverbindungen wie Kohlendioxid (CO_2) und Methan (CH_4) sowie Distickstoffmonoxid (N_2O) als die Gase aus, die hauptverantwortlich für den anthropogenen Treibhauseffekt sind. Natürliche oder anthropogene Stoffe, welche Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erde haben, werden im Allgemeinen als Treiber des Klimawandels bezeichnet (IPCC 2013a). Die treibende Wirkung infolge der emittierten Gase ist auf eine Vergrößerung der Absorptionsbanden im Infrarotbereich zurückzuführen, sodass zwar die solare Einstrahlung weiterhin im gewohnten Umfang die Erdoberfläche erreicht, die terrestrische Ausstrahlung jedoch zu einem erhöhten Prozentsatz absorbiert bzw. als atmosphärische Gegenstrahlung zurück zur Erdoberfläche reflektiert wird und somit zu einer Erwärmung der Troposphäre führt.

2.2 Rezente Klimaentwicklung

Bei der Auswertung von Eisbohrkernen hat sich gezeigt, dass die atmosphärische Konzentration von CO_2 , CH_4 und N_2O in den letzten 880000 Jahren nicht über den heutigen Werten lag. Im Vergleich zur vorindustriellen Zeit (Bezugsjahr 1750) hat sich die Konzentration von CO_2 in der Atmosphäre um 40%, von Methan um 150% und von Lachgas um 20% bis zum Jahr 2011 erhöht, wobei die mittlere Geschwindigkeit des Anstiegs in den letzten 22000 Jahren so hoch wie nie zuvor war (sehr hohes Vertrauen). Dabei muss berücksichtigt werden, dass über die Hälfte der kumulativen anthropogenen CO_2 -Emissionen im Ozean oder in den Landökosystemen angesammelt wurde und nur ca. 43% in der Atmosphäre verweilen. Der gesamte Strahlungsantrieb, der auf die unterschiedlichen Treibhausgase zurückzuführen ist, ist positiv und führte so bis zum Jahr 2011 zu einer Erhöhung von ca. $2,29\text{W/m}^2$ gegenüber der Zeit vor 1750, wobei CO_2 allein für $1,68\text{W/m}^2$ verantwortlich ist (IPCC 2013a). Der zunehmende Strahlungsantrieb hat

seit 1880, je nach gewählter Methode, zu einem Anstieg der global gemittelten Erdoberflächentemperatur von ca. 0.8°C geführt, sodass nach der Definition von JACOBEIT (2007) von einer Klimaänderung gesprochen werden kann, da über einen längeren Zeitraum eine stetige Klimaentwicklung ohne Vorzeichenwechsel stattgefunden hat. Während die Temperaturentwicklung im 20. Jh. als gesichert angesehen werden kann, ist das Vertrauen in die Niederschlagsentwicklung von geringerem Ausmaß und variiert je nach betrachteter Region. Vor allem über den Landflächen der mittleren Breiten der Nordhemisphäre wurde seit 1901 eine Zunahme der Niederschläge beobachtet (mittleres Vertrauen vor 1951, hohes Vertrauen danach), wohingegen Aussagen über die flächengemittelten langfristigen Trends des 20. Jahrhunderts anderer Breitengrade nur mit geringen Vertrauen verbunden sind. Insgesamt gibt es wahrscheinlich jedoch mehr Landregionen, in denen die Niederschlagshäufigkeit und –intensität zugenommen hat (IPCC 2013a).

Bei einer regionalen Betrachtung des rezenten Klimawandels im Mittelmeerraum zeigt sich, dass die Temperaturen seit der Mitte des 20. Jhs. sowohl im jährlichen Mittel als auch saisonal in allen Teilregionen schneller ansteigen als im globalen Mittel, während die Niederschläge eher einem abnehmenden Trend folgen (LIONELLO ET AL. 2014). Es wird vermutet, dass sich dieser Trend auch in der Zukunft fortsetzen wird, sodass es im Mittelmeerraum vermehrt zu länger anhaltenden Hitzeperioden und, im Zusammenspiel mit abnehmenden Niederschlägen, zu einer Zunahme der Anzahl und Dauer von ausgeprägten Dürreperioden kommen kann, wodurch weitreichende Folgen im Hinblick auf die sozio-ökonomischen Aktivitäten in dieser Region zu erwarten sind. Allerdings offenbart der Mittelmeerraum bei der Analyse der Niederschlagsentwicklung sowohl in den unterschiedlichen Teilbereichen als auch in den verschiedenen Jahreszeiten ein stark differenziertes Bild. Im Winterhalbjahr ist seit Mitte des 20. Jhs. ein mehr oder weniger stark ausfallender Niederschlagsrückgang in fast allen Teilbereichen des Mittelmeerraums zu verzeichnen, lediglich der äußerste Südosten (südliches Israel, Ägypten, Libyen), der westliche Teil der Iberischen Halbinsel und Teilregionen des nördlichen Mittelmeerraums weisen in diesem Zeitraum eine positive Niederschlagsentwicklung auf (JACOBEIT ET AL. 2005).

Im Bereich der Iberischen Halbinsel zeigt sich dieser abnehmende Trend vor allem seit Beginn der 1980er Jahre, während die 1970er von feuchteren Verhältnissen geprägt waren (GOODESS & JONES 2002). Der negative Trend ist vor allem auf Abnahmen der Niederschläge während des Winters zurückzuführen, da im Frühjahr, mit Ausnahme des südöstlichen Spaniens, eine teilweise signifikante Niederschlagszunahme zu beobachten ist (JACOBET ET AL. 2005). Eine Analyse der Niederschläge entlang der spanischen Ostküste von PASTOR ET AL. (2001) zeigt auf, dass im Frühjahr vor allem Küstenniederschläge, die sich im rückseitigen Bereich von Kaltfronten über dem westlichen Mittelmeer ausbilden, für diese Zunahme der Niederschläge Nordostspaniens verantwortlich sind, da Niederschläge, die auf Frontalzyklonen atlantischen Ursprungs zurückzuführen sind, einer Abnahme unterliegen. Verstärkt durch die wärmeren Oberflächentemperaturen des Mittelmeers können Küstenniederschläge durchaus extremen Charakter vorweisen. Im Gegensatz dazu kommt es entlang der portugiesischen Atlantikküste zu dieser Jahreszeit zwar zu einer leichten Zunahme der mittleren Niederschläge, jedoch ist auch ein signifikanter Rückgang bei extremen Niederschlägen zu verzeichnen (ESPIRITO SANTO ET AL. 2014). Möglicherweise ist diese Entwicklung auch auf den bei PASTOR ET AL. (2001) beobachteten Rückgang der atlantischen Zyklonenaktivität zurückzuführen.

Im zentralen Mittelmeerraum ist in den letzten Jahrzehnten ein abnehmender Trend bei den winterlichen Niederschlägen zu verzeichnen, der lediglich durch eine kurze Phase Ende der 1970er, in der feuchtere Verhältnisse vorherrschten, unterbrochen wurde (BRUNETTI ET AL. 2002). Im Frühjahr kommt es dagegen vor allem im April entlang der französisch-italienischen Mittelmeerküste zu einem signifikanten Anstieg der Niederschläge (NORRANT & DOUGUEDROIT 2006), während in den südlichen Regionen Italiens eine signifikante Abnahme der Niederschläge zu verzeichnen ist (BUFFONI ET AL. 1999). Im Herbst weisen sowohl die nördlichen Regionen als auch die südlichen Regionen Italiens eine negative Niederschlagsentwicklung auf. In der Balkan-Region, liegen keine signifikanten Trends vor, allerdings zeichnet sich auch in diesem Bereich ein Rückgang der jährlichen Niederschläge ab (GAJIC-CAPKA ET AL. 2015; LUKOVIC ET AL. 2014). Dabei liegen wesentliche Unterschiede in der Niederschlagsentwicklung zwischen den Küstenregionen und dem Hinterland vor. In den Küstenregionen Kroatiens kommt es vor allem

aufgrund der signifikanten Abnahme der herbstlichen Niederschläge zu einer Abnahme bei den Jahresniederschlägen. Im Gegensatz dazu kommt es im Hinterland infolge des positiven Trends der herbstlichen Niederschläge zu einem Anstieg des Gesamtniederschlags (GAJIC-CAPKA ET AL. 2015). Die gleiche herbstliche Niederschlagsentwicklung zeichnet sich auch für Serbien aus, allerdings reicht diese Zunahme nicht aus, um der generellen Abnahme der jährlichen Niederschläge entgegenzuwirken (LUKOVIC ET AL. 2014).

Im östlichen Mittelmeerraum kommt es im Bereich des Peloponnes seit den 1970er zu einer signifikanten Abnahme der winterlichen, und folglich auch der jährlichen Niederschläge, während vor 1970 zwei Jahrzehnte feuchtere Bedingungen vorherrschten (XOPLAKI ET AL. 2000). Im Gegensatz zu anderen Teilregionen des Mittelmeerraums ist Griechenland die einzige Teilregion, deren negative Trends während des Jahres und während der Regenzeit signifikant sind (NORRANT & DOUGUEDROIT 2006). Die beiden Autoren verweisen außerdem darauf, dass eine gegensätzliche Entwicklung bei den Extremen zu beobachten ist. In Israel kommt es zu einer gegensätzlichen Entwicklung zwischen den südlichen und nördlichen Teilen Israels. Während der Norden seit Mitte des 20.Jhs. eine Abnahme der Niederschläge zu verzeichnen hat, kommt es im Süden vor allem aufgrund von signifikanten Zunahmen zu Beginn und am Ende der Niederschlagsperiode zu einer positiven Niederschlagsentwicklung (BEN-GAI ET AL. 1994). Der Niederschlagsrückgang in den nördlichen Regionen ist dabei auf das Ausbleiben des Zyperntiefs zurückzuführen, was vor allem im Frühjahr zu einer signifikanten Abnahme der Niederschläge führt (ZIV ET AL. 2014).

Je nachdem, welche Methode, welcher Grenzwert bzw. welche Definition von Extremen den Analysen zugrunde liegt, kommt es bei der Betrachtung von Niederschlagsextremen zu unterschiedlichen Ergebnissen (PAETH & HENSE 2005). Generell wird vermutet, dass, obwohl die mittleren Niederschläge einem negativen Trend folgen, eine Zunahme bei den extremen Niederschlägen im Mittelmeerraum zu verzeichnen ist (ALPERT ET AL. 2002). Die heftigsten Niederschläge treten dabei im Herbst auf, wenn der Temperaturunterschied zwischen dem durch die sommerliche Erwärmung aufgeheizten Mittelmeer und den herangeführten Luftmassen relativ groß ist. Vor allem in den Küstenregionen

können Niederschlagsextreme von hoher Intensität auftreten. Insbesondere über Nordwestspanien, im Bereich der Adria und entlang der israelischen Küste können Werte von über 200mm Niederschlag pro Tag erreicht werden (PAETH & HENSE 2005).

Einigkeit innerhalb der wissenschaftlichen Gemeinde besteht darin, dass die Niederschlagsabnahmen in der zweiten Hälfte des 20.Jhs. mit einer überwiegend positiven Phase der NAO, vor allem zwischen 1960 und 1990, einhergehen (DÜNKELOH & JACOBET 2003). Ob diese Verschiebung der NAO auf einen bereits einsetzenden anthropogen verstärkten Klimawandel zurückzuführen ist, ist fraglich. Zwar weist der zwischen 1960 und 1990 im Winter beobachtete Anstieg des NAO-Index den stärksten linearen Trend im 20.Jahrhundert auf, allerdings liegt dieser Anstieg nach wie vor im Bereich der natürlichen Variabilität (KELLEY ET AL. 2012a). Des Weiteren verweisen JACOBET ET AL. (2005) und PAETH & HENSE (2005) darauf, dass sowohl vor dieser Periode als auch danach Phasen mit abnehmenden NAO-Indizes für feuchtere Verhältnisse im Mittelmeerraum sorgten. Ein Anzeichen dafür, dass ein anthropogen induzierter Klimawandel im Mittelmeerraum bereits in Gang gesetzt wurde, kann darin gesehen werden, dass es während der zweiten Hälfte des 20.Jhs. zu einer flächendeckenden Erwärmung im Mittelmeerraum gekommen ist.

3. Klimamodellierung

3.1 Globale generalisierte Zirkulationsmodelle und Erdsystemmodelle

Die Komplexität der Klimamodelle hat über die letzten Jahrzehnte hinweg vor allem durch den Anstieg der Rechenkapazitäten enorm zugenommen. Die ersten dreidimensionalen Klimamodelle gingen aus den Wettervorhersagemodellen hervor und waren gerade mal in der Lage eine niedrig aufgelöste Atmosphäre in die Berechnungen mit einzubeziehen. Aufgrund der stark eingeschränkten Anzahl an prozessrelevanten Einflussgrößen konnten anhand dieser Modelle allerdings keine längerfristigen realitätsnahen Simulationen durchgeführt werden. Dies änderte sich erst, als neben der Atmosphäre auch andere wesentliche Komponenten des Klimasystems in die Berechnungen einfließen. Erste realitätsnahe Langzeitsimulationen wurde erst durch Modelle erreicht, die die wesentliche Zirkulation innerhalb der Atmosphäre und des Ozeans wiedergeben konnten. Zu diesem Zweck wurden eigenständige Modelle für die Atmosphäre sowie den Ozean entwickelt und anhand eines eigenständigen Programms miteinander gekoppelt, um so die Grenzschichtparameter auf das jeweils andere Modell zu übertragen. Die sogenannten generalisierten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodelle (AOGCMs) wurden im Laufe der Zeit durch weitere eigenständige Modelle ergänzt, die Prozesse an der Landoberfläche oder des Meereises wiedergeben konnten (VON STORCH ET AL. 1999). Die neueste Generation an Klimamodellen bindet darüber hinaus biochemische Stoffkreisläufe innerhalb und zwischen den unterschiedlichen Systemen mit ein, sodass im engeren Sinn nicht mehr von Zirkulationsmodellen gesprochen werden kann. Je nach Komplexitätsgrad wird zwischen Erdsystemmodellen (ESMs) unterschieden, die entweder hochaufgelöste Prozesse für einen kürzeren Zeitraum (ESM), oder mit geringerer Auflösung längerfristigen Perioden (*Earth system Models of Intermediate Complexity*, EMIC) simulieren können (TAYLOR ET AL. 2012). Im weiteren Verlauf dieser Arbeit werden der Einfachheit halber die unterschiedlichen Ansätze der Klimamodellsimulationen unter dem Begriff generalisierte Zirkulationsmodelle (GCMs) zusammengefasst, auch wenn diese Bezeichnung für die neueste Generation nicht mehr zutreffend ist.

Obwohl die GCMs nur ein stark vereinfachtes Bild der Realität wiedergeben und diversen Unsicherheiten unterliegen (PAETH 2007), generieren diese wetterähnliche Schwankungen, die auch in der Realität auftreten können (VON STORCH ET AL. 1999). Die Hauptaufgabe von realistischen Klimamodellen besteht darin, diese Schwankungen in ihrer räumlichen und zeitlichen Struktur so gut wie möglich zu erfassen und nicht exakte Rekonstruktionen der historischen Klimaentwicklung bzw. Prognosen der zukünftigen Klimaentwicklung zu liefern (TAYLOR ET AL. 2012). Die neueste Generation an Klimamodellen hat gezeigt, dass die beobachteten Muster und Trends in Bezug auf die Oberflächentemperaturen zumindest im kontinentalen Maßstab über viele Dekaden hinweg wiedergegeben werden können, sodass das Vertrauen in die Modelltauglichkeit im Vergleich zur Vorgängergeneration weiter angewachsen ist (IPCC 2013a).

Der wesentliche Vorteil von Klimamodellsimulationen besteht vor allem darin, dass sich bestimmte Einflussfaktoren isoliert betrachten bzw. unterdrücken lassen, sodass Kausalzusammenhänge zwischen Ursache und Wirkung im Klimasystem quantitativ erfasst werden können. Insofern lässt sich auch der Einfluss des Menschen auf das Klimasystem bis zu einem gewissen Grad von der natürlich auftretenden Variabilität separieren. Darüber hinaus lässt sich das Klima anhand von Klimamodellen sowohl schneller als in Echtzeit, als auch für zukünftige Perioden simulieren, wodurch die zukünftigen Folgen der anthropogenen Treibhausgasemissionen abgeschätzt und eventuelle Gegenmaßnahmen eingeleitet werden können (PAETH 2007).

Die Unsicherheiten der GCMS resultieren vor allem aus den Annahmen, denen das jeweilige Modell zugrunde liegt, sowie der lediglich approximativen Darstellung der Gesetzmäßigkeiten innerhalb der Modelle (VON STORCH ET AL. 1999). Da die Berechnungen auf Interaktionen zwischen dreidimensionalen Gitterboxen beruhen, die in mehr oder weniger großen Zeitabständen miteinander interagieren, werden Prozesse unterhalb der räumlichen bzw. zeitlichen Auflösung nicht in vollem Umfang berücksichtigt. Die subskaligen Prozesse werden deshalb nur in Form von Parametrisierungen in die Modellrechnungen mit einbezogen, die anhand von Beobachtungen kalibriert werden. Diese Parametrisierungen stellen dabei die wichtigste Quelle der Modellunsicherheit dar, da diese nicht zwangsläufig für alle Regionen und/oder Jahreszeiten repräsentativ sind (PAETH 2007). Allerdings wurde seit Beginn der Klimamodellierung

die räumliche und zeitliche Auflösung immer weiter erhöht, sodass die auf den Parametrisierungen beruhenden Fehlerquellen stetig reduziert wurden.

Im Gegensatz dazu spielen Informationen zu den Anfangszuständen nur eine untergeordnete Rolle, da diese mit zunehmender Laufzeit infolge der nicht-linearen Dynamik innerhalb des Klimasystems verloren gehen (VON STORCH ET AL. 1999) und somit als Fehlerquellen ausscheiden. Zu diesem Zweck werden die Modelle zu einem willkürlichen Zeitpunkt gestartet, der lediglich einen möglichen Zustand des Klimasystems wiedergibt. Sobald sich innerhalb dieses Kontrolllaufs ein Quasi-Gleichgewicht des Klimasystems eingestellt hat, das in etwa dem des vorindustriellen Zeitalters entspricht, werden die historischen Läufe initialisiert. Aufgrund der langen Reaktionszeit des Ozeans von mehreren 1000 Jahren kann ein absoluter Gleichgewichtszustand anhand von nur weniger Jahrhunderte andauernder Kontrollläufe nicht erreicht werden, wodurch die sogenannte Klimadrift nicht vollständig eliminiert werden kann (TAYLOR ET AL. 2012). Diese Klimadrift kann durchaus weitreichende Folgen auf die Zukunftsprojektionen haben, sodass hier eine weitere mögliche Fehlerquelle vorliegt. Das Problem, welches aus der Klimadrift resultiert, kann selbst durch optimale Vorarbeiten nicht eliminiert werden, da sich dessen Ausmaß erst im Laufe der Kontrollläufe durch die nicht-linearen Prozesse abzeichnet.

Um den Einfluss der erwähnten Fehlerquellen auf die Zukunftsprojektionen zu minimieren, werden weltweit zahlreiche Klimamodellsimulationen durchgeführt, die sich hinsichtlich der Parametrisierungen, des Initialstadiums oder der zugrunde liegenden Systematik des Modells unterscheiden, wobei mehr als 50 Modelle von über 20 Institutionen unter dem Dach des Klimamodell-Vergleichsprojekts Phase 5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5*) zusammengefasst sind. Durch die Berücksichtigung des gesamten Modellkomplexes bei der Analyse des zukünftigen Klimawandels werden fehlerhafte Ausreißer eines einzelnen Modells relativiert, indem der gesamte Schwankungsbereich der Modelle als Grundlage für weitere Analysen dient. Die Modelle erfahren dabei keinerlei Gewichtung, sodass jedes einzelne Modell als gleichwahrscheinlich angenommen wird. CMIP5 bietet somit eine Oberfläche für experimentelle Vergleichsstudien des rezenten und zukünftigen Klimawandels, die über

Jahre hinweg neue Einblicke in das Klimasystem und dessen Prozesse gewährleisten sollen (TAYLOR ET AL. 2012). Durch multimodale Vergleichsstudien ist es zudem möglich, Mechanismen, die für die Modellunterschiede verantwortlich sind, auszumachen und eventuelle Unwägbarkeiten innerhalb der Modelle zu erfassen sowie die systemrelevanten Prozesse zu optimieren. Nichtsdestotrotz wird es aufgrund der Komplexität der Dynamik des Klimasystems weiterhin zu unterschiedlichen, wenn auch überwiegend gleichgerichteten Entwicklungen kommen, da jedes Modell auf unterschiedlichen Annahmen hinsichtlich der Beziehungen zwischen Variabilität, Ursachen und Reaktionen basiert (IPCC 2013a).

Um innerhalb des CMIP5 eine gewisse Vergleichbarkeit zwischen den verschiedenen Modellen zu gewährleisten, müssen von den beteiligten Institutionen gewisse Rahmenbedingungen erfüllt und Ergebnisse bereitgestellt werden. Diese umfassen unter anderem eine gewisse Mindestlänge für die historischen und zukünftigen Projektionen, Projektionen für verschiedene Emissionsszenarien bzw. repräsentative Konzentrationspfade (RCPs, siehe unten) sowie einen gewissen Standard an Output-Variablen. Anhand dieser Ergebnisse können neue Erkenntnisse über den zukünftigen Klimawandel unter unterschiedlichen Voraussetzungen gewonnen werden und, im multimodalen Vergleich, hilfreiche Informationen über mögliche Ursachen hinsichtlich der Unterschiede in den Projektionen liefern (TAYLOR ET AL. 2012). Im Vergleich zu den Modellen von CMIP3 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 3*) wurden in CMIP5 wesentliche Punkte angegangen, die zu einer weiteren Verbesserung der Modelle führten. Diese Punkte umfassen dabei unter anderem die Repräsentation von Erdsystemprozessen, u.a. Strahlung, Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen und Prozesse innerhalb der Krysphäre, das Hinzufügen des Kohlenstoffkreislaufs sowie eine verbesserte Darstellung von Stickstoffeinflüssen auf selbigen, sowie eine Erhöhung der räumlichen Auflösung (IPCC 2013a). Um Aussagen auf regionaler bis lokaler Ebene aus den vorhandenen Simulationen abzuleiten, ist die momentane Auflösung dennoch nicht geeignet.

CMIP5 bietet somit nach neuestem Stand der Wissenschaft ein breites Spektrum an Ergebnissen, um verschiedene wissenschaftliche Fragestellungen auf globaler bis kontinentaler Ebene zu bedienen.

3.2 Repräsentative Konzentrationspfade

Der Einfluss des Menschen auf das Klima ist überwiegend auf die Emission von Treibhausgasen und Landnutzungsänderungen zurückzuführen. Da dieser Einfluss auch in naher Zukunft fortbestehen wird, müssen diese Faktoren auch bei der Modellierung des zukünftigen Klimas berücksichtigt werden. Allerdings erweist sich eine Abschätzung der zukünftigen Entwicklung des anthropogenen Einflusses auf das Klimasystem als komplexer Prozess, da viele Einflussfaktoren wie die sozio-ökonomische, technologische und politische Entwicklung schwer zu projizieren sind. Aus diesem Grund wurden unter CMIP3 verschiedene Emissionsszenarien entwickelt, die auf unterschiedlichen Entwicklungen dieser Faktoren beruhen. Die Emissionsszenarien sollten dabei nicht als Vorhersagen der zukünftigen Entwicklung angesehen werden, sondern als komplexe umfassende Modelle, die auf Expertenmeinungen über die sozio-ökonomische, ökologische und technologischen Trends basieren (MOSS ET AL. 2010).

Ein wesentliches Problem, das sich bei den Szenarienfamilien des CMIP3 einstellte, war, dass es aufgrund der unterschiedlichen Darstellung von relevanten Prozessen innerhalb der Modelle unter Verwendung des selben Emissionsszenarios zu abweichenden Ergebnissen bei der Modellierung der langlebigen Treibhausgase und Aerosole in der Atmosphäre kam. So waren die jeweiligen Modelle nur in gewissem Maß miteinander vergleichbar, da jedem Modell ein anderer Strahlungsantrieb zugrunde lag (IPCC 2013a). Aus diesem Grund wich man bei den Vorbereitungen zum fünften Sachstandsbericht des IPCC von der Idee der Szenarienfamilien ab und konzentrierte sich auf Modelle, die den Verlauf des Strahlungsantriebs bis zum Ende des 21. Jhs. widerspiegeln. Diese als repräsentative Konzentrationspfade (*Representative Concentration Pathways*, RCPs) bezeichneten Minderungsszenarien basieren auf sozio-ökonomischen und technologischen Entwicklungen sowie politischen Entscheidungen ein bestimmtes Emissionsziel zu erreichen (TAYLOR ET AL. 2012) und werden durch den Maximal- (Strahlungsantrieb in W/m^2) und Stabilisierungswert (Jahr) definiert (IPCC 2013a). Dieser Ansatz hat den Vorteil, dass der Strahlungsantrieb durch unterschiedliche mögliche Szenarien auf sozio-ökonomischer, technologischer und politischer Ebene erreicht werden kann. Im Gegensatz zu den Modellen von CMIP3 basieren die Abschätzungen der Treibhausgasemissionen bei CMIP5 somit nicht mehr auf schrittweisen Interaktionen zwischen den

Klimamodellen und den Modellen zur sozio-ökonomischen Entwicklung, sodass beide Ansätze getrennt voneinander simuliert werden können. Dies hat zur Folge, dass die Zeitspanne zwischen der Entwicklung der Emissionsszenarien über deren Anwendung bei der Klimamodellierung bis hin zur Verfügbarkeit und Analyse der Klimamodelle wesentlich verkürzt wurde, wodurch einerseits mehr Rechenkapazitäten für neue Analysen und andererseits die Output-Variablen schneller zur Verfügung stehen (MOSS ET AL. 2010).

Da auch dieser Ansatz mit Unsicherheiten im Hinblick auf den tatsächlichen Strahlungsantrieb bis zum Ende des 21.Jhs. behaftet ist, wurden vier verschiedene Konzentrationspfade festgelegt, die auf unterschiedlichen Herangehensweisen basieren und gegenüber den GCMs des CMIP3 eine verbesserte Abschätzungen von kurzlebigen Gasen und Landnutzungsänderungen beinhalten. RCP4.5 beschreibt dabei ein Szenario mit einem mittleren bis niedrigen Strahlungsantrieb mit einem Maximalwert von 4.5W/m^2 , wobei eine Stabilisierung erst kurz vor Ende des 21.Jhs. erreicht wird. Das Szenario mit dem höchsten Strahlungsantrieb im Vergleich zur vorindustriellen Zeit wird als RCP8.5 bezeichnet, wobei bis Ende des 21.Jhs. ein Strahlungsantrieb von 8.5W/m^2 erreicht wird und eine Stabilisierung zu diesem Zeitpunkt noch nicht abzusehen ist (IPCC 2013a). Die beiden hier angeführten Szenarien sind auch im Kern der Rahmenbedingungen des CMIP5 verankert, d.h. alle beteiligten Institutionen müssen die erforderlichen Daten im definierten Umfang zur Verfügung stellen (TAYLOR ET AL. 2012). Darüber hinaus gibt es zwei weitere optionale RCPs, die mit einem Strahlungsantrieb von 2.6W/m^2 bzw. 6W/m^2 bis zum Ende des 21.Jhs. eine niedrige bzw. mittlere bis hohe Stellung einnehmen. Die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 bzw. RCP8.5 von CMIP5 sind dabei in etwa gleichzusetzen mit den Szenarienfamilien B1 bzw. A2/A1FI von CMIP3, wodurch vergleichende Analysen zwischen den unterschiedlichen Szenarien unter Berücksichtigung gewisser Einschränkungen durchaus möglich sind (IPCC 2013a).

4. Regionalisierungsansätze und der Einfluss von Instationaritäten

Anhand von GCMs können die zukünftigen Folgen des Anstiegs anthropogener Treibhausgasemissionen auf der Grundlage verschiedener Szenarien für das globale Klima simuliert werden (WILBY & WIGLEY 1997). Allerdings erweist sich die niedrige Auflösung der GCMs als limitierender Faktor hinsichtlich verlässlicher Aussagen über den regionalen bis lokalen Klimawandel (WILBY ET AL. 2002). Obwohl eine stetig steigende räumliche und zeitliche Auflösung mit der fortschreitenden Entwicklung der GCMs einhergeht, lassen sich subskalige Prozesse nur anhand von Parametrisierungen in die Modellrechnungen mit einbeziehen. So weisen aktuell die Atmosphärenmodelle des CMIP5 durchschnittlich eine horizontale Auflösung von 1.3° auf, während unter CMIP3 lediglich ein einziges Modell eine so hohe Auflösung besitzt. Eine ähnliche Entwicklung ist auch bei den Ozeanmodellen zu beobachten, bei denen lediglich zwei Modelle des CMIP5 eine gröbere Auflösung als 1° vorweisen, während bei CMIP3 über die Hälfte der Modelle in diese Kategorie fallen (TAYLOR ET AL. 2012).

Da jedoch Aussagen über den zu erwartenden Klimawandel und dessen Folgen vor allem auf der regionalen bis lokalen Ebene von elementarer Bedeutung sind, versucht man anhand von geeigneten Verfahren die Lücke zwischen dem grob aufgelösten Angebot der dynamischen Modelle und den fein aufgelösten Anforderungen der Folgenforschung zu schließen. Dabei basiert die Idee des Downscalings darauf, dass die großskalige Zirkulation maßgeblichen Einfluss auf das lokale Klima hat, während ein umgekehrter Effekt nur in geringem Maße zu beobachten ist (MARAUN ET AL. 2010), und dass sich dieser Einfluss auch unter veränderten Klima auf die stochastische Simulation von Parametern bzw. Prädiktorvariablen niederschlägt (WILBY & WIGLEY 1997). In der Folge entwickelten sich mehrere grundsätzlich unterschiedliche Regionalisierungsansätze, wobei ein Verfahren auf den statistischen Beziehungen zwischen den großskaligen Eigenschaften der Zirkulation und den lokalen Klimaelementen (statistisches Downscaling), ein anderes auf der Abbildung der physikalischen Atmosphärendynamik auf einem hochaufgelösten Gitternetz beruht (dynamisches Downscaling). Darüber hinaus lässt sich der

zukünftige Klimawandel auch anhand von Wettergeneratoren oder durch die Verknüpfung von synoptischen Wetterklassifikationen mit kleinräumigen Klimavariablen beschreiben (WILBY ET AL. 2002).

Bei der Betrachtung des rezenten Klimawandels weisen sowohl die dynamischen als auch die statistischen Modelle in etwa Abschätzungen des regionalen Klimawandels von gleicher Güte auf. Für den zukünftigen Klimawandel kommt es allerdings dadurch zu Einschränkungen, dass anhand der beiden Downscalingtechniken nur die Veränderungen der Variabilität der jeweiligen Klimaelemente erfasst werden können, die durch die GCMs wiedergegeben werden (WILBY & WIGLEY 1997). Im Allgemeinen gilt, dass die Downscalingmodelle nur so gut sein können wie die zugrunde liegenden GCMs und somit eine höhere Auflösung nicht zwangsläufig bessere Ergebnisse liefert. Aus diesem Grund ist es empfehlenswert, verschiedene Downscalingansätze auf unterschiedliche GCMs anzuwenden, um so verlässlichere Aussagen über den zu erwartenden Klimawandel ableiten zu können (TAYLOR ET AL. 2012). Die charakteristischen Eigenschaften der GCMs, die für die Unsicherheiten bei der Modellerstellung verantwortlich sind, wurden bereits im Abschnitt 3.1 näher vorgestellt, sodass an dieser Stelle überwiegend auf die Nachteile und Quellen für Unsicherheiten eingegangen wird, die durch das jeweilige Verfahren hervorgerufen werden.

4.1 Statistisches versus dynamisches Downscaling

Bei dem dynamischen Ansatz wird ein hochaufgelöstes regionales Zirkulationsmodell (RCM) in ein GCM „genestet“, sodass die physikalische Dynamik der Atmosphäre besser aufgelöst, und intern konsistente Variablen modelliert werden (TEUTSCHBEIN ET AL. 2011). Die räumliche Auflösung wird somit von ca. 100-200km bei den grobskaligen GCMs auf ca. 20-50km bei den feinskaligen RCMs erhöht. Um die systemrelevanten Prozesse innerhalb der hochaufgelösten Atmosphäre erfassen zu können, muss im Gegenzug neben der räumlichen auch die zeitliche Auflösung erhöht werden, sodass sich der Abstand zwischen den Zeitschritten von ca. 30 Minuten auf 5 Minuten verkürzt (MARAUN ET AL. 2010). Infolge der höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung sind

Rechenaufwand und Speicherkapazität in etwa mit den Anforderungen an GCMs vergleichbar, wodurch der dynamische Downscalingansatz ein kostenintensives und zeitaufwendiges Verfahren zur Betrachtung des regionalen Klimawandels stellt (TEUTSCHBEIN ET AL. 2011). Im Gegensatz dazu erweist sich das statistische Downscaling als ein kostengünstiges, flexibles und relativ leicht anzuwendendes Verfahren, welches schnell initialisiert werden kann. Das Verfahren stützt sich dabei auf beobachtete statistische Zusammenhänge zwischen den Einflüssen der großskaligen Zirkulation (Prädiktoren) und den regionalen bzw. lokalen Variablen (Prädiktand). Da diese Beziehungen jedoch anhand von einer Vielzahl an statistischen Modellen (z.B. lineare und nicht-lineare Regression) beschrieben werden kann, ergibt sich schon bei der Auswahl der statistischen Transferfunktion eine mögliche Quelle für Unsicherheiten hinsichtlich der Abschätzung des zukünftigen Klimawandels (WILBY ET AL. 2002).

Ein Faktor, welcher bei beiden Ansätzen berücksichtigt werden muss, ist die Qualität der Daten anhand derer die Modelle erstellt werden, da diese sich direkt auf die Güte der Kalibrierung des jeweiligen Downscalingverfahrens auswirkt (TEUTSCHBEIN ET AL. 2011). Während regionale Zirkulationsmodelle ausschließlich von den Variablen der GCMs abhängig sind, benötigen statistischen Downscalingverfahren Beobachtungsdatensätze, um eine geeignete Transferfunktion zu etablieren. Somit haben RCMs den entscheidenden Vorteil, dass diese bei der Implementierung nicht vom Angebot oder der Vollständigkeit bzw. Homogenität der Beobachtungsdaten abhängig sind (DIEZ ET AL. 2005), wenngleich die Güte der Modelle nur anhand von Observationen abgeschätzt werden kann. Allerdings hat sich sowohl das Angebot als auch die Qualität der Beobachtungsdaten in den letzten Jahrzehnten deutlich erhöht, da zum einen mehrere und längere vollständige Stationszeitreihen (Prädiktanden), zum anderen über einen längeren Zeitraum gegriddete Reanalysedatensätze (Prädiktoren) vorliegen (HERTIG & JACOBET 2008). Infolge der qualitativen und quantitativen Verbesserung von Beobachtungsdaten kam es gleichzeitig zu einer Steigerung der Qualität statistischer Downscalingmodelle. Unter der Verwendung von qualitativ hochwertigen Daten lassen sich somit statistische Transferfunktionen etablieren, deren Ergebnisse durchaus aussagekräftige Ergebnisse liefern können. Bei den dynamischen Downscalingansätzen definieren die Variablen der GCMs die Randbedingungen an den Grenzen der vorher festgelegten Domain. Da die

RCMs sensibel auf die Wahl der Randbedingungen reagieren, die für die Initialisierung der Modelle herangezogen werden, ergibt sich hier eine verfahrensspezifische Quelle für Unsicherheiten (WILBY ET AL. 2002).

Vergleicht man die Ergebnisse verschiedener Studien miteinander zeigt sich, dass beide Ansätze grundsätzlich eine ähnlich hohe Güte aufweisen. Wesentliche Unterschiede zwischen den beiden Ansätzen sind vor allem bei der Abschätzung von Niederschlagsextremen zu beobachten, während Niederschlagsmittel nahezu übereinstimmend projiziert werden. Dabei hat sich für den mediterranen Raum gezeigt, dass statistische Modelle besser geeignet sind, um die Frequenz von Extremniederschlägen abzuschätzen, wohingegen dynamische Modelle die Intensität von Extremniederschlägen besser repräsentieren (HERTIG ET AL. 2012). Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass anhand der statistischen Downscalingverfahren nicht die gesamte räumliche und zeitliche Variabilität des Klimas erfasst werden kann (WILBY & WIGLEY 1997) und Extreme definitionsgemäß im äußersten Randbereich der Verteilung bzw. außerhalb der vorliegenden Kalibrierungsperiode liegen (WILBY ET AL. 2002).

4.2 Voraussetzungen und Einschränkungen für die Erstellung eines statistischen Downscalingmodells

Da in dieser Arbeit auf ein statistisches Downscalingverfahren zur Abschätzung von Extremniederschlägen im Mittelmeerraum zurückgegriffen wird, werden im folgenden Abschnitt generelle Voraussetzungen und Einschränkungen unter Berücksichtigung von raum- und variablenspezifischen Eigenschaften des statistischen Downscalings näher beleuchtet.

Ein wesentlicher Punkt, der bei der Erstellung eines statistischen Downscalingmodells ein wichtiges Kriterium widerspiegelt, ist die Auswahl geeigneter Prädiktorvariablen. Die Prädiktoren müssen einen signifikanten und physikalisch erklärbaren Einfluss auf den Prädiktanden aufweisen, ein Klimaänderungssignal beinhalten und durch die generalisierten Zirkulationsmodelle gut repräsentiert werden (WILBY ET AL. 2004). Darüber hinaus sollte das Prädiktorenensemble so gewählt werden, dass einerseits eine Überan-

passung der Modelle und andererseits ein Verlust von wichtigen Informationen vermieden wird. Aus diesem Grund wird die Prädiktorens Selektion bei MARAUN ET AL. (2010) als einer der zwei grundlegenden Schritte des statistischen Downscalings bezeichnet.

In den meisten Downscalingstudien werden überwiegend druckbezogene Prädiktorvariablen für die Abschätzung des regionalen Klimawandels berücksichtigt (HERTIG & JACOBET 2008). Es hat sich allerdings gezeigt, dass die Veränderungen der großskaligen Zirkulation im Rahmen der interanuellen Variabilität relativ gering ausfallen, sodass realistische Niederschlagsabschätzung nicht allein auf Basis von zirkulationsdynamischen Prädiktoren durchgeführt werden können (WILBY & WIGLEY 1997). Da (extreme) Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum vor allem zu Beginn des Herbsts und gegen Ende des Frühjahrs auf konvektive Prozesse zurückzuführen sind, die in der Regel nur zeitlich und regional begrenzt auftreten, spielen thermodynamische Prädiktorvariablen eine wesentliche Rolle bei der Niederschlagsgenerierung in dieser Region (JACOBET ET AL. 2014). Nichtsdestotrotz kann vor allem im Winter ein Großteil der räumlich-zeitlichen Variabilität des Niederschlags im Mittelmeerraum advektiven Prozessen zugeordnet werden, wodurch die niedrig aufgelösten GCMs bzw. Reanalysedatensätze als ein unverzichtbares Element bei der Abschätzung der regionalen bis lokalen Niederschlagsentwicklung angesehen werden können (XOPLAKI ET AL. 2004). Aus diesem Grund werden bei den folgenden Analysen sowohl zirkulationsdynamische als auch thermodynamische Prädiktorvariablen in die Berechnungen mit einbezogen.

Für die Entwicklung eines geeigneten statistischen Downscalingverfahrens definiert GUTIERREZ ET AL. (2013) drei Voraussetzungen, die bei der Modellerstellung berücksichtigt werden sollten. Die Autoren verweisen darauf, dass statistische Downscalingansätze, die einen oder mehrere dieser Punkte bei der Modellerstellung nicht berücksichtigen, mit Vorsicht interpretiert werden sollten.

(1) Die Beziehung zwischen Prädiktor und Prädiktand sollte einen stabilen/stationären Zusammenhang aufweisen, sodass die statistischen Zusammenhänge auch unter einem sich ändernden Klima gültig bleiben.

(2) Sowohl der „downgescalten“ als auch der beobachteten Zeitreihe sollte eine ähnliche klimatologische Verteilung zugrunde liegen, sodass auf jegliche Form der nachträglichen Korrektur verzichtet werden kann. Falls Korrekturen dennoch von Nöten sind, sollte auch hier die Stationaritätsvermutung gelten.

(3) Da das zukünftige Klima durchaus mit einer Verschiebung bzw. Veränderung der Jahreszeiten einhergehen kann, sollte die Modellerstellung nicht anhand einzelner Jahreszeiten durchgeführt werden, sondern anhand der gesamten Zeitreihe.

Der letztgenannte Punkt erfordert allerdings eine genaue Analyse der saisonalen Variabilität der Ergebnisse, um so diese Änderungen bei der Modellerstellung zu berücksichtigen. Da die Zusammensetzung der Prädiktoren jedoch jahreszeitabhängig sein kann, gestaltet sich dieser Punkt als schwer realisierbar. In dieser hier vorliegenden Arbeit werden die Jahreszeiten als zeitlich stationär betrachtet und getrennt voneinander anhand einer festen Prädiktorenkombination für die jeweiligen Stationen analysiert, sodass die dritte Bedingung in den folgenden Analysen nicht erfüllt wird. Um der zweiten Bedingung Rechnung zu tragen, wird mittels Hauptkomponentenanalyse die räumliche Verortung der Variationszentren innerhalb der Beobachtungsdatensätze und der GCMs miteinander abgeglichen, um so mögliche Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen zu ermitteln (vgl. Abschnitt 8.2.1). Die erste Bedingung wird im Folgenden bewusst missachtet, da hier ein Ansatz präsentiert werden soll, der Instationaritäten innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung erfasst (vgl. Kapitel 7) und explizit bei der Abschätzung zukünftiger Extremniederschläge berücksichtigt (vgl. Kapitel 8).

4.3 Instationaritäten

Instationaritäten innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung lassen sich auf drei mögliche Ursachen zurückführen. Zum einen basieren Instationaritäten auf technischen Aspekten, wenn zum Beispiel die Prädiktorvariablen den Zustand der Atmosphäre nur unzureichend beschreiben oder keine angemessenen Kalibrierungsperioden vorliegen (WILBY 1998). Beide Aspekte unterliegen jedoch einer ständigen Verbesserung, wodurch die Verlässlichkeit der Prädiktoren sowie die Länge der Zeitreihen im Laufe der letzten Jahrzehnte deutlich zugenommen haben. Nichtsdestotrotz sind hier in den

nächsten Jahren weitere Verbesserungen möglich und zu erwarten (HERTIG & JACOBET 2013). Die dritte mögliche Ursache bezieht sich auf Schwankungen innerhalb der vorliegenden atmosphärischen Zirkulation, wobei es zu deutlichen Modifikationen bei der Niederschlagsgenerierung kommen kann. Diese können einerseits auf Veränderungen innerhalb der großskaligen Zirkulation, wie zum Beispiel Veränderungen der Eigenschaften von Wetterregimen hinsichtlich Phase, Lage oder Ausprägung (HERTIG & JACOBET 2014), oder andererseits auf Veränderungen innerhalb des vorliegenden Musters, wie zum Beispiel Verschiebungen der Trajektorien innerhalb von Tiefdruckgebieten (WILBY & WIGLEY 1997), zurückgeführt werden. Die auftretenden Instationaritäten innerhalb des Klimasystems unterliegen dabei keinen Trends oder quasiperiodischen Schwankungen, allerdings kann das Klima über mehr oder weniger lange Zeiträume durchaus als stationär angesehen werden (WILKS 2013).

Eine natürliche Quelle für Instationaritäten auf globaler Ebene sind zum Beispiel die Interaktionen zwischen Ozean und Atmosphäre der El Nino Southern Oscillation (ENSO), infolgedessen es zu Verschiebungen der großskaligen Zirkulation kommt (HERTIG & JACOBET 2013). Analysen von GREATBATCH ET AL. (2004) und MARIOTTI ET AL. (2002) haben gezeigt, dass es Mitte der 1970er Jahre zu einer signifikanten Verschiebung innerhalb des Klimasystems gekommen ist, was zu einer Neuordnung der Telekonnektionen zwischen ENSO und anderen Systemen führte (HERTIG & JACOBET 2013). MARIOTTI ET AL. (2002) belegen anhand hoher Korrelationen einen statistisch signifikanten Zusammenhang der Niederschlagsvariabilität im Mittelmeerraum mit ENSO. So kommt es im Zusammenhang mit einem ENSO-Ereignis zu einer Verschiebung der hydrologischen Jahreszeit im Mittelmeerraum, infolgedessen es zu einer Zunahme der Niederschläge zu Beginn des Herbsts, und zu einer Niederschlagsabnahme gegen Ende des Frühjahrs kommt. Allerdings weist dieser Zusammenhang einen über das 20.Jh variierenden Verlauf auf. Während die Korrelationen zwischen ENSO und der Niederschlagsvariabilität im Mittelmeerraum für den Herbst seit Mitte der 1940er Jahre als signifikant angesehen werden können, sind diese für das Frühjahr lediglich zu Beginn des 20.Jhs. und seit den 1960er Jahren signifikant.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass Instationaritäten von Natur aus Eigenschaften des Klimasystems sind und auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen auftreten können (HERTIG & JACOBET 2013). Aus diesem Grund sollten Instationaritäten bei der Modellerstellung berücksichtigt werden, um so verlässlichere Abschätzungen des Klimawandels zu erhalten (HERTIG & JACOBET 2014).

5. Die Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum

5.1 Datengrundlage

Für die Modellkalibrierung stehen die täglich aufgelösten Niederschlagsdaten von über 100 Stationen aus dem Mittelmeerraum zur Verfügung. Die Daten wurden aus diversen früheren Projekten wie dem GLOWA (Global Change and the Hydrological Cycle) Jordan River Project (KUNSTMANN ET AL. 2006), dem EMULATE (European and North Atlantic daily to MULTidecadal climATE variability) Project (MOBERG ET AL. 2006) sowie dem European Climate Assessment & Dataset (KLEIN TANK ET AL. 2002) zusammengetragen und dienen bei den folgenden Analysen als Prädiktanden. Da diese Arbeit darauf abzielt Extremwerte des Niederschlags zu erfassen und zu projizieren, werden Stationsdaten den ebenfalls verfügbaren Gitternetzdaten vorgezogen, weil diese auf Gebietsmitteln mit einer spezifischen räumlichen Auflösung basieren und somit kleinräumige extreme Niederschlagsereignisse nicht erfassen bzw. nur gedämpft wiedergeben können. Nichtsdestotrotz ergeben sich auch bei der Verwendung von Stationsdaten gewisse Nachteile, vor allem im Hinblick auf eine flächendeckende Analyse des Untersuchungsgebiets. Obwohl die zur Verfügung stehenden Stationen vor allem den europäischen Teil des Mittelmeergebiets und die Levante relativ gut abdecken, mangelt es an Stationsdaten in den Bereichen Nordafrikas und in der Türkei. Aber auch im Bereich der europäischen Mittelmeerküste weisen einige Teilregionen nur eine geringe Dichte an Stationsdaten auf, insbesondere die Westküste Italiens entlang des Tyrrhenischen Meers.

Ein weiterer Nachteil von Stationsdaten gegenüber Gitternetzdaten besteht darin, dass die Länge der Zeitreihen differieren kann. Darüber hinaus können die Zeitreihen Fehlwerte aufweisen, die, falls die Anzahl ein entsprechendes Maß übersteigt, die Zeitreihe für die weiteren Analysen unbrauchbar machen können. An dieser Stelle muss ein Kompromiss gefunden werden der zum einen eine ausreichende Länge vollständiger Zeitreihen garantiert und zum anderen keine allzu großen negativen Auswirkungen auf die räumliche Abdeckung des Untersuchungsgebiets hat. Eine Methode zur Ermittlung der maximal möglichen Anzahl von Fehltagen einer Station wird im Abschnitt 5.2 näher er-

läutert. Zusätzlich wird ein Verfahren vorgestellt, das es ermöglicht, vereinzelte Fehlwerte zu ersetzen. Die hier verwendeten Stationsdaten umfassen mehr oder weniger die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts sowie das frühe 21. Jahrhundert. Zwölf Stationen enthalten die maximal zur Verfügung stehende Anzahl von 59 Jahren (1950-2008), über 50% der Zeitreihen umfassen mehr als 55 Jahre und alle betrachteten Stationen decken die Klimanormalperiode von 1961-1990 ab.

Des Weiteren können Stationsdaten von Inhomogenitäten behaftet sein, die die Ergebnisse der Analysen beeinträchtigen. Unter dem Begriff Inhomogenitäten versteht man in der Klimatologie Sprünge oder Trends im Verhalten von Mittelwerten oder Varianzen, die nicht von klimatischer Natur sind sondern auf Änderungen der Stationsparameter zurückzuführen sind (VON STORCH & ZWIERS 2003). Im Abschnitt 5.3 werden verschiedene Methoden vorgestellt, die es ermöglichen, Inhomogenitäten in Zeitreihen zu erfassen, sowie ein Ansatz, der es erlaubt, die Stationsdaten basierend auf den ermittelten Inhomogenitäten hinsichtlich ihrer Glaubwürdigkeit einzuordnen. Darüber hinaus werden in diesem Abschnitt auch einige Beispiele gegeben, die zu inhomogenen Verhalten von Zeitreihen führen können.

In den folgenden Analysen werden die Jahreszeiten Herbst, Winter und Frühling jeweils separat voneinander betrachtet, sodass eine saisonale Aussage über Niederschlagsextreme getroffen werden kann. Da weite Teile des mediterranen Raumes durch eine ausgeprägte sommerliche Trockenheit charakterisiert werden, kann der Sommer bei den nachfolgenden Analysen vernachlässigt werden.

5.2 Vollständigkeitstests und Eliminierung von Fehlwerten

Um die Stationsdaten in Bezug auf ihre Vollständigkeit zu untersuchen, wird ein modifizierter Ansatz von MOBERG & JONES (2005) verwendet, der auf drei Kriterien hinsichtlich der Vollständigkeit von Monaten, Jahren und Zeitreihen beruht. Da es sich bei MOBERG & JONES (2005) um einen Vollständigkeitstest für annuelle Zeitreihen handelt, in dieser Arbeit aber saisonale Zeitreihen betrachtet werden, müssen sowohl das erste als auch das dritte Kriterium dem Zweck angepasst werden. Das erste Kriterium von MOBERG & JONES (2005), welches besagt, dass ein Monat als komplett angesehen wird,

wenn weniger als vier Tage fehlen, wird hier auf die ganze Saison übertragen. Da durch das modifizierte erste Kriterium schon die komplette Saison abgedeckt wird, kann das zweite Kriterium von MOBERG & JONES (2005) vernachlässigt werden. Das dritte Kriterium von MOBERG & JONES (2005) weist eine Zeitreihe als vollständig aus, wenn maximal drei Jahre eines 20 Jahre umfassenden Blocks die vorangehenden Bedingungen nicht erfüllen. Dieses Kriterium wird in dieser Arbeit auf die komplette Zeitreihe angewendet, sodass eine Zeitreihe nur dann als vollständig angesehen wird, wenn weniger als vier Jahre unvollständig sind.

Für die nachstehenden Analysen werden nur die Stationen berücksichtigt, die nach den oben stehenden Kriterien für mindestens 41 zusammenhängende Jahre als komplett erachtet werden. Dieser Grenzwert basiert darauf, dass für die Modellkalibrierung (31 Jahre) und für die Validierung (>10 Jahre) eine angemessene Anzahl an Jahren zur Verfügung stehen sollte. Um ein stabiles Regressionsmodell aufzustellen, das gegenüber Ausreißern und kurzzeitigen Klimaschwankungen wenig anfällig ist, sollte die Kalibrierungsperiode nicht weniger als eine Klimanormalperiode (30 Jahre) umfassen. Diese Periode wurde um ein Jahr erweitert, damit spezifische Werte der Modellerstellung einem Mitteljahr der Kalibrierung zugeordnet werden können. Um unter Berücksichtigung von instationärem Verhalten Aussagen über die Qualität der aufgestellten Modelle treffen zu können, sollte, aus den gleichen Gründen wie bei der Kalibrierung, die Validierungsperiode nicht weniger als zehn Jahre aufweisen. Weitere Vorteile längerer Kalibrierungs- bzw. Validierungsperioden sind der gewählten Methode zur Abschätzung von Extremen geschuldet und werden im Abschnitt 6.2.3 behandelt. Eine Liste mit allen 94 Stationen, die aufgrund der oben beschriebenen Kriterien als komplett erachtet werden, sind, zusammen mit der Stationsidentifikationsnummer, der Längen und Breitengrade sowie den Anfangs- und Endjahren der Zeitreihen, in den Tabellen A 1-3 des Anhangs A für die jeweiligen Jahreszeiten aufgeführt.

Da aufgrund der oben genannten Kriterien dennoch Fehlwerte in einigen Zeitreihen auftreten können, wird eine Methode angewendet, um diese, wenn möglich, durch gewichtete Mittelwerte benachbarter Stationen zu ersetzen. Hierfür werden alle Stationen einer Niederschlagsregion berücksichtigt, die mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse (s-mode PCA) der entsprechenden Region zugewiesen wurden (für weitere

Informationen zur s-modalen PCA siehe Abschnitt 5.4). Die Stationen innerhalb einer Niederschlagsregion weisen alle in etwa die gleiche Niederschlagsvariation auf und sind deshalb für die Abschätzung fehlender Werte besonders geeignet. Da für die meisten Niederschlagsregionen mehr als zwei Stationen verfügbar sind, zum Beispiel beinhaltet die zweite Niederschlagsregion sieben Stationen, muss hier ein Maß für die statistischen Beziehungen innerhalb der Gruppe ermittelt werden, um eine geeignete Gewichtung für die Abschätzung fehlender Werte auf Basis der anderen Stationen zu erhalten. Aus diesem Grund wird der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient ρ zwischen den Stationen der jeweiligen Niederschlagsregion und der Station mit dem Fehlwert berechnet. Aufgrund der Tatsache, dass der täglich aufgelöste Niederschlag keiner Normalverteilung folgt, muss bei diesem Verfahren der Spearman-Rangkorrelationskoeffizient angewendet werden, da dieser, im Gegensatz zum Pearson-Korrelationskoeffizient, von der Verteilung unabhängig ist und die entsprechenden Variablen keine Linearität aufweisen müssen (BORTZ & SCHUSTER 2010). Der Fehlwert wird schließlich durch das anhand von ρ gewichtete Niederschlagsmittel aller Stationen der entsprechenden Niederschlagsregion des jeweiligen Tages ersetzt. Da diese Methode allerdings einigen Einschränkungen unterliegt, können nicht alle Fehlwerte ersetzt werden. Bei den Einschränkungen handelt es sich zum Beispiel um die unterschiedliche Länge der Zeitreihen, wodurch Tage mit Fehlwerten nicht durch andere Stationen abgedeckt werden können, oder aber auch um gleichzeitig auftretenden Lücken in den verschiedenen Datensätzen, sodass auch hier keine Fehlwerte ersetzt werden können. Eine Übersicht über die noch vorhandenen Fehlwerte sowie die Zuordnung der Stationen zu den jeweiligen Niederschlagsregionen befindet sich ebenfalls in den Tabellen A 1-3 des Anhangs A.

5.3 Überprüfung der Stationsdaten auf Inhomogenitäten

Wie bereits unter Punkt 5.1 erwähnt wurde, ist das homogene Verhalten von Zeitreihen in der Klimatologie eine wichtige Eigenschaft, da ansonsten die Gefahr besteht, dass es aufgrund von künstlichen Trends oder Sprüngen zu fehlerhaften Abschätzungen kommt (ALEXANDERSSON 1986). Aus diesem Grund werden die täglich aufgelösten Zeitreihen des Mittelmeerraums diversen absoluten und relativen Homogenitätstests unterzogen

und anschließend, basierend auf den Testergebnissen, kategorisiert. Das inhomogene Verhalten von Stationsdaten kann auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden. Zum einen können sich die lokalen Gegebenheiten einer Wetterstation ändern, wie zum Beispiel durch Stationsverlegung oder Veränderungen der angrenzenden Bebauung bzw. Vegetation (WIJNGAARD ET AL. 2003). Zum anderen können sich Veränderungen des technischen Aufbaus der Wetterstationen auf die Messreihen auswirken, wobei diese sowohl bewusst, durch den Austausch von Messinstrumenten, als auch unbewusst, in Form von technischen Defekten, hervorgerufen werden können (ALEXANDERSSON 1986). Darüber hinaus sollte auch der menschliche Faktor nicht außer Acht gelassen werden, da sich Inhomogenitäten auch einstellen können, wenn die für das Ablesen der Messinstrumente verantwortliche Person ausgetauscht wird und sich dadurch Änderungen bei der Observationsroutine ergeben (WIJNGAARD ET AL. 2003). Das Ziel von Homogenitätstest besteht darin, Sprünge, die auf die oben genannten Gründe zurückzuführen sind, in den meteorologischen Zeitreihen zu ermitteln und Aussagen hinsichtlich des Zeitpunkts ihres Auftretens und deren Ausmaßes zu treffen (BUISHAND 1982).

Es gibt drei unterschiedliche Herangehensweisen, um mögliche Inhomogenitäten von Stationszeitreihen aufzudecken. Da alle Methoden an gewisse Bedingungen gebunden sind, sollten mindestens zwei unterschiedliche Ansätze verfolgt werden um Inhomogenitäten zu identifizieren.

Die erste Methode ist an die Metadaten der verschiedenen Stationen gebunden. Normalerweise werden Änderungen in der Geschichte der Wetterstationen, die auf oben genannte Gründe zurückzuführen sind, in den Metadaten verzeichnet. Eine Auswertung der Metadaten lässt erste Rückschlüsse auf mögliche Sprünge innerhalb der Zeitreihe zu, wobei nicht außer Acht gelassen werden darf, dass die Ursache der Sprünge nicht immer anhand der Aufzeichnungen belegt werden kann. Dies ist auf der einen Seite darauf zurückzuführen, dass nicht immer eindeutig geklärt werden kann wie sich eine Veränderung der Stationsparameter auf die gemessenen Variablen auswirkt, und auf der anderen Seite gibt es keine Garantie dafür, dass alle Änderungen seit Beginn der Aufzeichnungen auch in den Metadaten festgehalten wurden (BUISHAND 1982). Darüber

hinaus sind die Metadaten der Stationen nicht immer frei verfügbar, was eine Auswertung anhand dieser Aufzeichnungen erschwert bzw. unmöglich macht. Aus diesem Grund sollte die Auswertung der Metadaten von Wetterstationen immer anhand statistischer Methoden zur Erfassung von Inhomogenitäten abgesichert bzw. ersetzt werden, wenn keine Metadaten vorliegen.

Die Gruppe der relativen Homogenitätstests bezieht sich immer auf einen Vergleich mit einer homogenen Referenzzeitreihe, die entweder durch eine benachbarte Station oder durch ein Gebietsmittel mehrerer benachbarter Stationen repräsentiert wird. In der Regel werden die Verteilungen der Stationen mit den Referenzwerten verglichen bzw. korreliert, aber es gibt auch Testverfahren, die auf Verhältniswerten (Ratio) von Zeitreihen basieren und somit verteilungsunabhängig sind. Vor allem bei den Analysen von Niederschlagszeitreihen wird auf diese Werte zurückgegriffen, da diese eine geringere Variabilität aufweisen als die originalen Niederschlagszeitreihen, wodurch das Rauschen stark reduziert wird (ALEXANDERSSON 1986). Infolgedessen kommt es zu einer erheblichen Verbesserung bei der Ermittlung von Inhomogenitäten, da die Wahrscheinlichkeit, dass Inhomogenitäten durch eine hohe Variabilität verschleiert werden, deutlich verringert wird. Im Allgemeinen gilt, dass je größer die Variabilität einer Zeitreihe ist, desto größer muss eine Inhomogenität sein, um überhaupt anhand der Tests erfasst werden zu können (WIJNGAARD ET AL. 2003). Ein weiterer Grund für die Durchführung von relativen Homogenitätstest auf der Basis der Ratio von Niederschlagsdaten beruht darauf, dass die Integranden benachbarter Stationen proportional zueinander sind und somit auch zur Interpolation von Fehlwerten verwendet werden (ALEXANDERSSON 1986). Generell gelten die relativen Homogenitätstests als aussagekräftiger als die absoluten Homogenitätstests, allerdings müssen auch hier einige Faktoren berücksichtigt werden, die sich nachteilig auf die Analysen auswirken können (WIJNGAARD ET AL. 2003). Zum einen lassen viele relative Homogenitätstests keine Aussagen über die Wahrscheinlichkeit, dass die Nullhypothese abgelehnt wird, zu (BUISHAND 1982), zum anderen geben sie keine genauen Informationen über das Ausmaß und den Zeitpunkt der vorliegenden Inhomogenität, obwohl diese Angaben wesentlich für die Homogenisierung von Daten sind (ALEXANDERSSON 1986). Zusätzlich erweisen sich relative Homogenitätstest als nicht

geeignet, wenn es zu einem flächendeckenden Austausch von Messgeräten in einer Region kommt und somit alle Stationsdaten den gleichen Sprung beinhalten. Das gleiche gilt, wenn die räumliche Abdeckung eines Gebiets durch Wetterstationen zu gering ist, da sich die Variabilität von Test- und Referenzstation umso stärker unterscheiden, je größer die Distanz zwischen diesen beiden ist (WIJNGAARD ET AL. 2003). Für absolute Homogenitätstests gelten die oben genannten Einschränkungen relativer Homogenitätstests nicht, da dieses Testverfahren nicht von einer Referenzzeitreihe abhängig ist. Auch der flächenhafte Austausch von Messinstrumenten in einer Region hat keinen Einfluss auf die Qualität der Ergebnisse der Homogenitätstests (WIJNGAARD ET AL. 2003).

Ein Problem, das beide Verfahren betrifft, ist, dass die meisten Homogenitätstests nur auf monatliche oder annuelle Daten angewendet werden können, aber nicht auf täglich aufgelöste Datensätze. WIJNGAARD ET AL. (2003) versuchen dieses Problem zu umgehen, indem sie ein sogenanntes Hybrid-Modell anwenden. Hierbei wird aus einem täglich aufgelösten Datensatz eine annuelle Zeitreihe erstellt, ohne dass wichtige Informationen der Variabilität auf einer täglichen Basis verloren gehen. Durch diesen Ansatz umgehen die Autoren die durch die hohe Variabilität täglicher Niederschlagsdaten hervorgerufenen Nachteile bei der Ermittlung von Inhomogenitäten. Der neu generierte Datensatz beruht auf den Niederschlagstagen pro Jahr (bzw. Saison), wobei ein Niederschlagstag als Tag mit mehr als 1mm Niederschlag definiert ist. Da ein niedrigerer Grenzwert dazu führt, dass die verschiedenen Homogenitätstests zu sensibel reagieren und die durch Messfehler entstehenden Inhomogenitäten überschätzt werden, ein höherer Grenzwert aber zu einem Anstieg der Variabilität führt, wurde der Grenzwert für einen Niederschlagstag auf 1mm Niederschlag festgelegt. Anschließend können die verschiedenen Homogenitätstests, welche ursprünglich für annuelle Zeitreihen entwickelt wurden, auch auf diese Zeitreihen angewendet werden.

Der Klassifikationsansatz von WIJNGAARD ET AL. (2003) basiert auf einer Methode von SCHÖNWIESE & RAPP (1997) und richtet sich nach der Anzahl der Tests, die die Nullhypothese auf einem Niveau von $\alpha=0.01$ ablehnen. Insgesamt werden vier verschiedene Homogenitätstests durchgeführt und die jeweiligen Stationen aufgrund der Testergebnisse drei verschiedenen Klassen zugeordnet. Wenn maximal ein Homogenitätstest die Nullhypothese ablehnt wird die Station der Klasse „useful“

zugeordnet, wenn zwei Tests eine Inhomogenität anzeigen gilt die Station als „doubtful“, und wenn mehr als zwei Tests fehlschlagen wird die Station als „suspect“ klassifiziert. In dieser Arbeit werden die vier absoluten Homogenitätstests realisiert, die auch bei WIJNGAARD ET AL. (2003) verwendet werden, und zusätzlich durch einen relativen Homogenitätstest ergänzt. Bei dem relativen Homogenitätstest handelt es sich um den Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) von ALEXANDERSSON (1986), der sowohl absolut (siehe unten) als auch relativ durchgeführt werden kann. Die Grenzwerte für die Klassifizierung der Stationen bleiben hierbei aber unverändert. Die vier absoluten Homogenitätstests werden im Folgenden näher vorgestellt.

- Bei der von Neumann Ratio (VON NEUMANN 1941) handelt es sich um eine Methode, bei der unter der Alternativhypothese angenommen wird, dass die Zeitreihe keiner Zufallsverteilung unterliegt. Im Gegensatz zu den anderen Testverfahren kann anhand der von Neumann Ratio nicht der genaue Zeitpunkt des Sprungs innerhalb der Zeitreihe angegeben werden. Die von Neumann Ratio basiert dabei auf dem Quotienten aus der quadratischen Differenz der Niederschlagsmengen aufeinander folgender Jahre und der Varianz.
- Der Pettitt Test (PETTITT 1979) ist ein nicht-parametrischer Rang Test, der unter der Alternativhypothese eine schrittweise Verschiebung innerhalb der Zeitreihe vermutet. Die Zeitreihe wird dabei in zwei zusammenhängende Subintervalle unterteilt und die entsprechenden Verteilungsfunktionen miteinander verglichen. Wenn sich diese beiden signifikant voneinander unterscheiden liegt eine Inhomogenität vor. Diese Methode ist an keine spezifische Verteilung gebunden, da bei diesem Test nicht die absoluten Werte sondern die Ränge berücksichtigt werden. Aus diesem Grund ist dieses Verfahren auch weniger anfällig für Ausreißer. Der Pettitt Test eignet sich für eine genaue Lokalisierung der Sprünge, vor allem in der Mitte einer Zeitreihe (HAWKINS 1977).
- Im Vergleich zum Pettitt Test kommt es beim Buishand Range Test (BUISHAND, 1982) zu keinen Änderungen in Bezug auf die Annahme der Alternativhypothese und der Fähigkeit, einen Sprung innerhalb einer Zeitreihe genau zu lokalisieren. Zwar ist der Buishand Range Test im Allgemeinen an eine Normalverteilung ge-

bunden, an dieser Stelle wird dieser jedoch unter Berücksichtigung einer begrenzten Aussagekraft auf die täglichen Niederschlagsdaten angewendet. Der Buishand Range Test beruht dabei auf den aufsummierten Differenzen zwischen den jährlichen Werten der Zeitreihe und dem Mittelwert zu einem bestimmten Zeitpunkt. Weicht diese Summe stark von Null ab, liegt an dieser Stelle eine Inhomogenität vor.

- Im Gegensatz zu WIJNGAARD ET AL. (2003) wird in dieser Arbeit eine erweiterte Version des Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) verwendet (ALEXANDERSSON 1986). Anhand der erweiterten Version ist es möglich, mehrere Sprünge innerhalb einer Zeitreihe zu erfassen. Wie der Buishand Range Test ist der ursprüngliche SNHT an eine Normalverteilung gebunden. Dieses Testverfahren basiert auf einem Vergleich der gemittelten standardisierten Werte zweier zusammenhängender Subintervalle, wobei die Grenze zwischen den Intervallen sukzessive verschoben wird. Der SNHT reagiert vor allem auf inhomogenes Verhalten zu Beginn oder gegen Ende von Zeitreihen sehr sensibel.

Im Winter weisen 68 Stationen im Untersuchungsgebiet kein inhomogenes Verhalten auf und bei 18 Stationen zeigt nur ein Test eine Inhomogenität an, wodurch insgesamt 86 Stationen als „useful“ klassifiziert werden. Von den anderen Stationen fallen fünf Stationen in die Kategorie „doubtful“ und weitere drei in die Kategorie „suspect“. Die Ergebnisse der Homogenitätstests für die Jahreszeit Winter werden in der Tabelle A 2 im Anhang A präsentiert. Es zeigt sich, dass die meisten Niederschlagsregionen durch Inhomogenitäten kaum beeinträchtigt werden, nur die Ergebnisse von Niederschlagsregion (NR) 14 (33% doubtful, 66% suspect) und 17 (50% doubtful) sollten mit Vorsicht genossen werden, da die Zeitreihen der Stationen aufgrund der vorliegenden Inhomogenitäten nicht bereinigt wurden. Im Gegensatz zum Winter sind die Stationsdaten im Untersuchungsgebiet für die beiden anderen Jahreszeiten weniger von inhomogenen Verhalten betroffen. Im Herbst (Anhang A, Tab. A 1) zeigen die verschiedenen Homogenitätstests bei 77 keine Inhomogenität an, während bei 17 Stationen nur ein Test anspricht. Somit werden alle saisonalen Stationszeitreihen als „useful“ kategorisiert. Im Frühling (Anhang A, Tab. A 3) werden insgesamt 87 Stationen als „useful“ eingeordnet, wobei bei 78 Stationen kein Homogenitätstest eine Inhomogenität aufweist. Darüber

hinaus werden sechs Stationen als „doubtful“, und nur eine Station als „suspect“ eingestuft. Das in den beiden Übergangsjahreszeiten insgesamt weniger Homogenitätstests eine Inhomogenität proklamieren liegt daran, dass diese Jahreszeiten generell eine höhere Variabilität aufweisen und somit das Ausmaß einer Inhomogenität größer ausfallen muss, um von einem Test erfasst werden zu können.

5.4 Identifizierung von Niederschlagsregionen mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse

Anhand der zur Verfügung stehenden Stationsdaten wird für alle drei Jahreszeiten separat eine s-modale Hauptkomponentenanalyse (s-mode PCA) durchgeführt, um einerseits die Dimensionen der vorliegenden Variablen zu reduzieren (BORTZ & SCHUSTER 2010), und andererseits Regionen mit einer ähnlichen Niederschlagsvariation zu ermitteln (HERTIG & JACOBET 2014).

Die PCA ist innerhalb der statistischen Wissenschaften eine etablierte Methode und ist Gegenstand vieler Publikationen sowohl im Bereich der Klimawissenschaften (z.B. WILKS 2011, VON STORCH & ZWIERS 2003, PREISENDORFER 1988) als auch in anderen Fachbereichen der Geographie (z.B. BAHRENBURG ET AL. 1992) bzw. anderen Disziplinen, die statistische Methoden zur Analyse von großen Datensätzen einsetzen (z.B. BORTZ & SCHUSTER 2010). Das Ziel der PCA besteht darin, ein einfaches Erklärungsmodell für die wechselseitigen Beziehungen vieler Variablen zu finden. Anhand dieser korrelativen Beziehungen werden die ursprünglichen Daten verschiedenen Hauptkomponenten (PCs) zugeordnet, die statistisch unabhängig voneinander sind (BORTZ & SCHUSTER 2010). Da in den Atmosphärenwissenschaften häufig große Datensätze analysiert werden, die eine Vielzahl kleinräumiger Regionen mit hohen Korrelationen beinhalten, ist die Hauptkomponentenanalyse eine der am weitesten verbreiteten multivariaten Methoden zur Verallgemeinerung und Identifizierung dieser Zusammenhänge anhand komplexer Merkmale (WILKS 2011).

Unter der Annahme, dass alle Variablen x einer Datenmatrix durch ein p -dimensionales Koordinatensystem beschrieben werden, versucht die PCA ein neues Koordinatensystem zu ermitteln, in dem alle Variablen x anhand von $p - n$ Dimensionen beschrieben

werden können, ohne dass es zu einem zu großen Informationsverlust kommt. Das neue q -dimensionale Koordinatensystem ($q = p - n$) ist dabei eindeutig durch die Eigenvektoren der Korrelationsmatrix definiert, wobei die erste Hauptkomponente eine lineare Kombination der standardisierten Werte ist, die den größten Teil der gesamten Variabilität des Datensatzes erklärt (WILKS 2011). Da die Korrelationsmatrix nicht nur durch einen Eigenvektor beschrieben werden kann, muss der Eigenvektor mit dem größten Eigenwert ermittelt werden, um den maximalen Anteil der gesamten Variabilität des Datensatzes zu erfassen. Die erste Hauptkomponente (PC) wird anhand der Eigenschaften dieses Eigenvektors repräsentiert (VON STORCH & ZWIERS 2003). Nachdem die erste Hauptkomponente definiert wurde müssen weitere PCs extrahiert werden, um die restliche Varianz der Beobachtungen zu erfassen. Eine Ausnahme bildet der Fall, dass alle Variablen anhand der ersten PC beschrieben werden können und somit alle Variablen zu dieser mit 1 korrelieren. In diesem Fall würden alle Beobachtungen exakt auf einer durch den Eigenvektor beschriebenen Gerade liegen (BORTZ & SCHUSTER 2010). Um die weiteren PCs zu extrahieren wird das oben genannte Verfahren schrittweise auf die jeweilige Restvarianz angewendet, unter der Bedingung, dass alle ermittelten PCs nicht zueinander korrelieren. Weil alle PCs zueinander senkrecht stehen wird diese Bedingung erfüllt (WILKS 2011). Theoretisch kann dieser Schritt so oft wiederholt werden, bis jede PC eine Variable repräsentiert ($n = 0$) und die kumulative erklärte Varianz aller Hauptkomponenten gleich 1 ist. Da aber Datensätze in der Klimatologie meistens ähnliche Informationen enthalten, sollte n deutlich größer sein als null, ohne dass dabei zu viele Informationen verloren gehen. Je höher die ursprünglichen Daten untereinander korrelieren, desto größer ist der Wert n . Damit verringert sich die Anzahl q der extrahierten PCs, die dazu benötigt wird, um einen möglichst großen Anteil der gesamten Varianz zu erklären (BORTZ & SCHUSTER 2010).

Ein Nachteil dieser Methode besteht darin, dass die PCA Faktoren extrahiert, die nur schwer inhaltlich zu interpretieren sind, da die schrittweise Aufklärung maximaler Varianz dazu führt, dass eine große Anzahl der Variablen eine hohe Ladung auf die erste Hauptkomponente, aber nur wenige Beobachtungen eine hohe Ladung auf die folgenden PCs aufweisen (BORTZ & SCHUSTER 2010). Die Ladung repräsentiert dabei das spezifische Gewicht einer Variablen, d.h. im Fall einer Korrelationsmatrix den

standardisierten Korrelationskoeffizienten auf den jeweiligen Eigenvektor (WILKS 2011). Aus diesem Grund ist es sinnvoll die initialen Eigenvektoren so zu rotieren, dass jede Hauptkomponente nur eine gewisse Anzahl der originalen Daten durch hohe Ladungen charakterisiert und dadurch Variablen, die unrotiert mittlere Ladungen auf verschiedene PCs aufweisen, eindeutig einer PC zugeordnet werden können. Allerdings führt eine Rotation der Hauptkomponenten dazu, dass die Orthogonalität der Eigenvektoren verloren gehen kann, was mitunter Einfluss auf die Unabhängigkeit der extrahierten PCs hat (WILKS 2011). Nichtsdestotrotz sollte bei einer Regionalisierung von Daten eine Rotation durchgeführt werden, um so kompakte und statistisch stabile Hauptkomponenten zu extrahieren, anhand derer die charakteristischen Eigenschaften der Datenmatrix wiedergegeben werden (VON STORCH & ZWIERS 2003).

In der Literatur werden verschiedene oblique und orthogonale Rotationstechniken beschrieben, wobei die Auswahl einer passenden Methode immer vom Ziel der jeweiligen Analyse abhängt. In dieser Arbeit wird eine orthogonale Rotationstechnik bevorzugt, da bei diesem Ansatz die Unabhängigkeit der extrahierten Hauptkomponenten gewahrt wird. Um die bestmögliche Rotationsmethode zu ermitteln wurden anhand der Wintersaison drei verschiedene Techniken realisiert und die Ergebnisse der Regionalisierungen miteinander verglichen. Hierbei handelt es sich zum einen um die Quartimax-Rotation, bei der im Vordergrund steht, dass jede Variable auf nur eine Hauptkomponente eine relativ hohe Ladung aufweist, zum anderen um die Varimax-Rotation, bei der nur einige Variablen sehr hoch, die übrigen Variablen aber nur gering mit der jeweiligen Hauptkomponente korrelieren. Die dritte angewandte Methode ist die Equamax-Rotation, welche einen Kompromiss zwischen den beiden anderen Techniken darstellt (HERVE 2003).

Die verschiedenen Rotationstechniken der PCA können sowohl auf eine Korrelationsmatrix als auch auf eine Kovarianzmatrix angewendet werden. Im Vergleich zur Korrelationsmatrix gehen bei der Kovarianzmatrix anstatt standardisierter Variablen die Anomalien in die Berechnungen ein, was eine Gewichtung zu Gunsten von Variablen mit größeren Varianzen zur Folge hat (WILKS 2011). Bei der Regionalisierung von Stationen anhand von Niederschlagszeitreihen erweist sich der korrelationsbasierte Ansatz als sinnvoller, da alle Stationen gleich gewichtet werden und somit die Analysen unabhän-

gig von der Niederschlagsvarianz sind. Würde die Regionalisierung auf einer Kovarianzmatrix basieren, könnten zum Beispiel zwei benachbarte Stationen einer Gebirgslandschaft, deren Niederschläge einerseits durch Luv-, andererseits durch Lee-Effekte charakterisiert werden, aufgrund der unterschiedlichen Varianzen verschiedenen Niederschlagsregionen zugewiesen werden, obwohl beide Stationen eine ähnliche zeitliche Variation aufweisen. Im Gegensatz dazu könnten zwei weit voneinander entfernte Stationen aufgrund ähnlicher Varianzen derselben Niederschlagsregion zugeordnet werden, was zu einer Überschneidung von Niederschlagsregionen führen kann. Des Weiteren kann es vorkommen, dass bei der PCA auf Basis der Kovarianzmatrix relativ niedrige Ladungen schon bei höheren Hauptkomponenten auftreten, obwohl dies eher die Eigenschaft niedriger Hauptkomponenten ist, die eigentlich nur die sogenannte Restvarianz repräsentieren (HERTIG 2004). In dieser Arbeit wurden die drei verschiedenen Rotationstechniken sowohl auf Basis der Kovarianz- als auch auf Basis der Korrelationsmatrix getestet und zum Vergleich einer unrotierten PCA gegenübergestellt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 1 dargestellt und werden im weiteren Verlauf der Arbeit näher beschrieben.

Ein weiteres Kriterium für die Durchführung einer Hauptkomponentenanalyse ist die richtige Anzahl der zu extrahierenden PCs. Auch hier finden sich in der Literatur unterschiedliche Kriterien (z.B. Kaiser-Kriterium, North's rule of thumb, scree test), mit der dieser Schwellenwert bestimmt werden kann. Im Vordergrund steht dabei immer, dass die Anzahl der ermittelten Hauptkomponenten minimiert wird, ohne dass der Informationsverlust ein gewisses Maß übersteigt. Im Allgemeinen sollte anhand der extrahierten Hauptkomponenten ein Varianzanteil von 70-90% des originalen Datensatzes erklärt werden können (JOLIFFE 2002). In dieser Arbeit wird eine modifizierte Form des sogenannten Dominanz-Kriteriums verwendet, das zum einen auf den standardisierten Ladungen aller Variablen einer Hauptkomponente, zum anderen auf den standardisierten Ladungen aller Hauptkomponenten einer Variable basiert (JACOBET 1993). Sind beide Ergebnisse größer als 1 wird die jeweilige Hauptkomponente innerhalb der Datenmatrix als signifikant eingestuft. Des Weiteren werden bei der Regionalisierung der Stationsdaten zwei zusätzliche Kriterien berücksichtigt. So müssen jeder Hauptkomponente mindestens zwei Stationen zugeordnet werden, damit vergleichende Analysen innerhalb

einer Niederschlagsregion möglich sind (vgl. Abschnitt 5.3 relativer Homogenitätstest). Darüber hinaus sollte nur bei einer Hauptkomponente die maximale absolute Ladung einer Station den Grenzwert von 0.7 unterschreiten, da ansonsten der Anteil der erklärten Varianz zu gering ausfällt. Auf der Basis nachfolgender Analysen können dann keine verlässlichen Aussagen getroffen werden. Generell lässt sich sagen, dass die angemessene Anzahl an extrahierten PCs eine semi-objektive Entscheidung ist, die im Wesentlichen vom Autor, vom Datensatz und vom Ziel der Analysen abhängig ist.

Das Ergebnis einer Hauptkomponentenanalyse wird im Allgemeinen durch vier Werte bzw. Variablen definiert. Zum einen wird die neue Datenmatrix anhand der Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten q und den Anteil der dadurch erklärten Varianz beschrieben, d.h. wie viele neue Variablen nötig sind um einen möglichst hohen Anteil an Informationen des alten Datensatzes wiederzugeben. Zum anderen werden die einzelnen Faktoren der neuen Datenmatrix durch die Ladung der ursprünglichen Variablen auf den jeweiligen Faktor und durch die Scores der Hauptkomponenten charakterisiert. Bei einer auf der Korrelationsmatrix basierenden PCA handelt es sich bei den Ladungen um den standardisierten Korrelationskoeffizienten. Die Ladungen sind somit ein Maß dafür, wie gut die ursprünglichen Variablen durch die neuen Hauptkomponenten repräsentiert werden können. Die Scores einer Hauptkomponente lassen sich mittels der Matrix der Ladungen und den originalen Daten berechnen (BAHRENBURG ET AL. 1992). Sie repräsentieren dabei die Lage der ursprünglichen Variablen im neuen q -dimensionalen rotierten Koordinatensystem und bilden, bei einem s -modalen Ansatz, eine synthetische Zeitreihe standardisierter Variablen für die jeweilige Hauptkomponente (BORTZ & SCHUSTER 2010). Anhand der Ausprägung der Scores lässt sich die zeitliche Variation der verschiedenen Hauptkomponenten beschreiben.

Anhand der täglichen Niederschlagsdaten aller Stationen für den Zeitraum 1961-1990 wurden die unterschiedlichen Ansätze der Hauptkomponentenanalyse für die Wintersaison durchgeführt, da nur diese Periode für alle Stationen vorliegt. Die Ergebnisse für die unterschiedlichen Rotationstechniken für Kovarianz- und Korrelationsmatrix sind in der Abbildung 1 dargestellt. Es zeigt sich sowohl für die Korrelations- als auch für die Kovarianzmatrix, dass die gesamte Variabilität des Niederschlags im Mittelmeerraum anhand unrotierter Hauptkomponenten nur schlecht erfasst werden kann. Zum einen

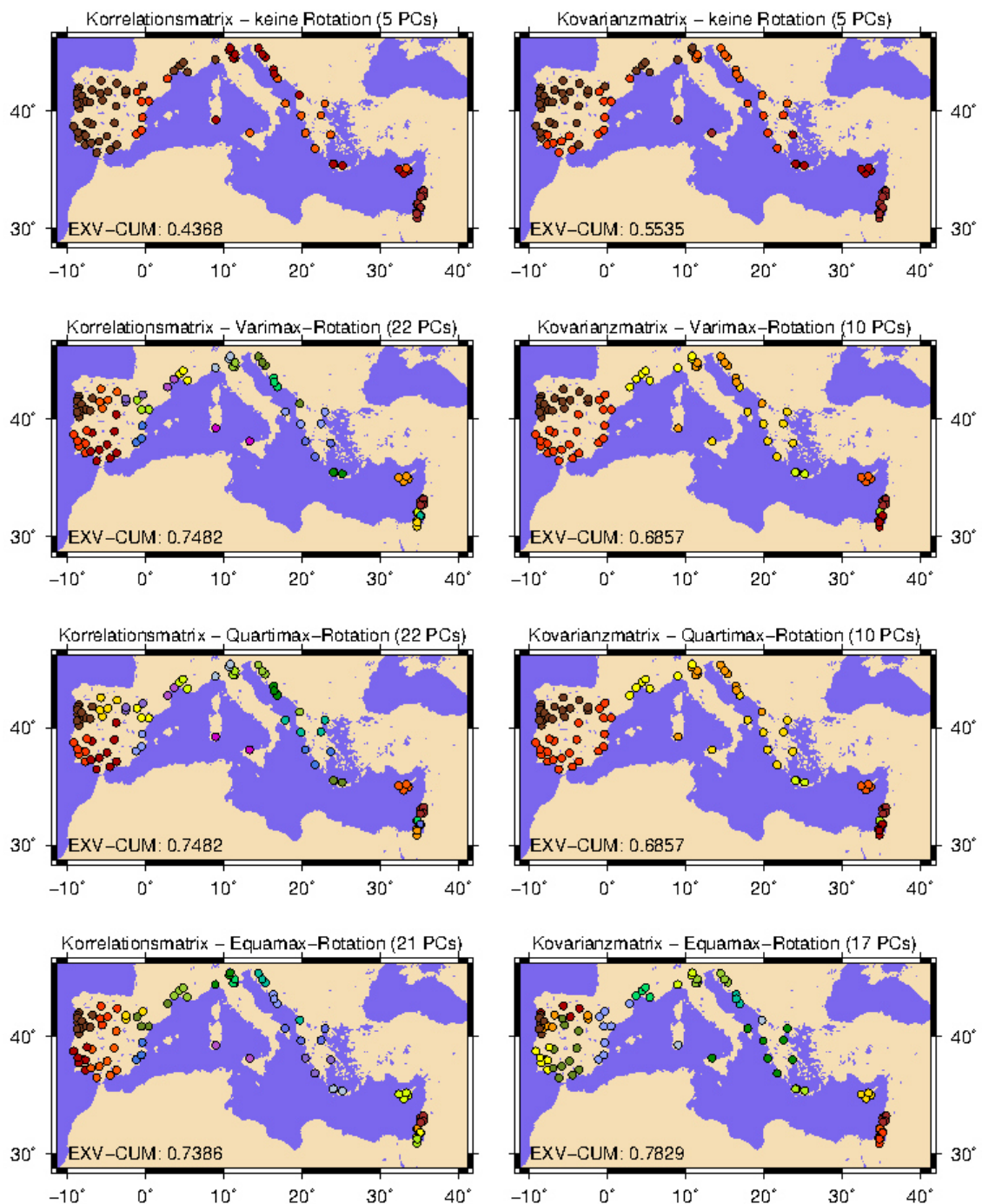


Abbildung 1: Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse unter Berücksichtigung unterschiedlicher orthogonaler Rotationstechniken im Vergleich zu unrotierten Hauptkomponenten auf Basis der Korrelationsmatrix (links) und der Kovarianzmatrix (rechts). Die kumulative erklärte Varianz (EXV-CUM) ist jeweils unten links angegeben.

ist die Anzahl der extrahierten PCs zu gering, sodass viele Regionen, die verschiedene Muster bezüglich des Niederschlags aufweisen, in einer Gruppe zusammengefasst werden. Zum anderen ist auch der Anteil der erklärten Varianz in beiden Fällen zu gering

(Kov-Matrix: 0.55; Kor-Matrix: 0.44). Eine zu geringe Anzahl an extrahierten Hauptkomponenten (10 PCs) und ein zu geringer Anteil an erklärter Varianz (0.69) sind auch bei der Quartimax- und Variamax-Rotation für die Kovarianzmatrix die Ausschlusskriterien. Auf der Basis der Kovarianzmatrix scheint lediglich die Equimax-Methode (17 PCs) adäquate Ergebnisse bei der Erfassung der Niederschlagsvariationen im Mittelmeerraum zu liefern. Der Anteil der erklärten Varianz liegt hier mit 0.78 höher als bei allen anderen Methoden, allerdings kommt es bei dieser Methode, aus oben angeführten Gründen, zu einer Überschneidung der Niederschlagsregionen. Ähnlich hohe Varianzerklärungsanteile weisen die drei auf der Korrelationsmatrix basierenden Rotationstechniken auf (Quartimax und Varimax: 0.75; Equamax: 0.74). Insgesamt wird bei der Equamax-Rotation (21 PCs) eine Hauptkomponente weniger extrahiert als bei den anderen beiden Ansätzen, allerdings ist die geringste maximale Ladung aller PCs deutlich höher als bei den anderen beiden Rotationstechniken. Nichtsdestotrotz wurde aufgrund des höheren Erklärungsanteils der Varianz eine der anderen beiden Methoden bevorzugt. Da hier die geringste maximale Ladung einer PC bei der auf der Korrelationsmatrix basierenden Varimax-Rotation höher ist als bei der Quartimax-Rotation, stützen sich die nachfolgenden Analysen auf die Niederschlagsregionen, die anhand der Varimax-Rotation aus der Korrelationsmatrix extrahiert wurden.

5.4.1 Die Niederschlagsregionen im Überblick

Die daraus resultierenden Niederschlagsregionen sind für die unterschiedlichen Jahreszeiten (Herbst – Winter – Frühling) in Abbildung 2A-C dargestellt und in den Tabellen A 1-3 des Anhangs A mit den dazugehörigen Stationsparametern aufgelistet. Während im Herbst (Abb. 2A) und Winter (Abb. 2B) für den Zeitraum 1961-1990 jeweils 22 PCs aus den vorhandenen Stationsdaten extrahiert werden, ergeben sich für den Frühling (Abb. 2C) nur 18 Niederschlagsregionen. Die extrahierten Hauptkomponenten der Jahreszeiten Herbst und Frühling wurden jeweils so angeordnet, dass eine möglichst große Übereinstimmung mit den winterlichen Niederschlagsregionen vorliegt. Da bei der Bildung von Niederschlagsregionen die Anzahl der extrahierten PCs im Vordergrund steht und die Anordnung der Hauptkomponenten auf der Basis der maximal erklärbaren Varianz

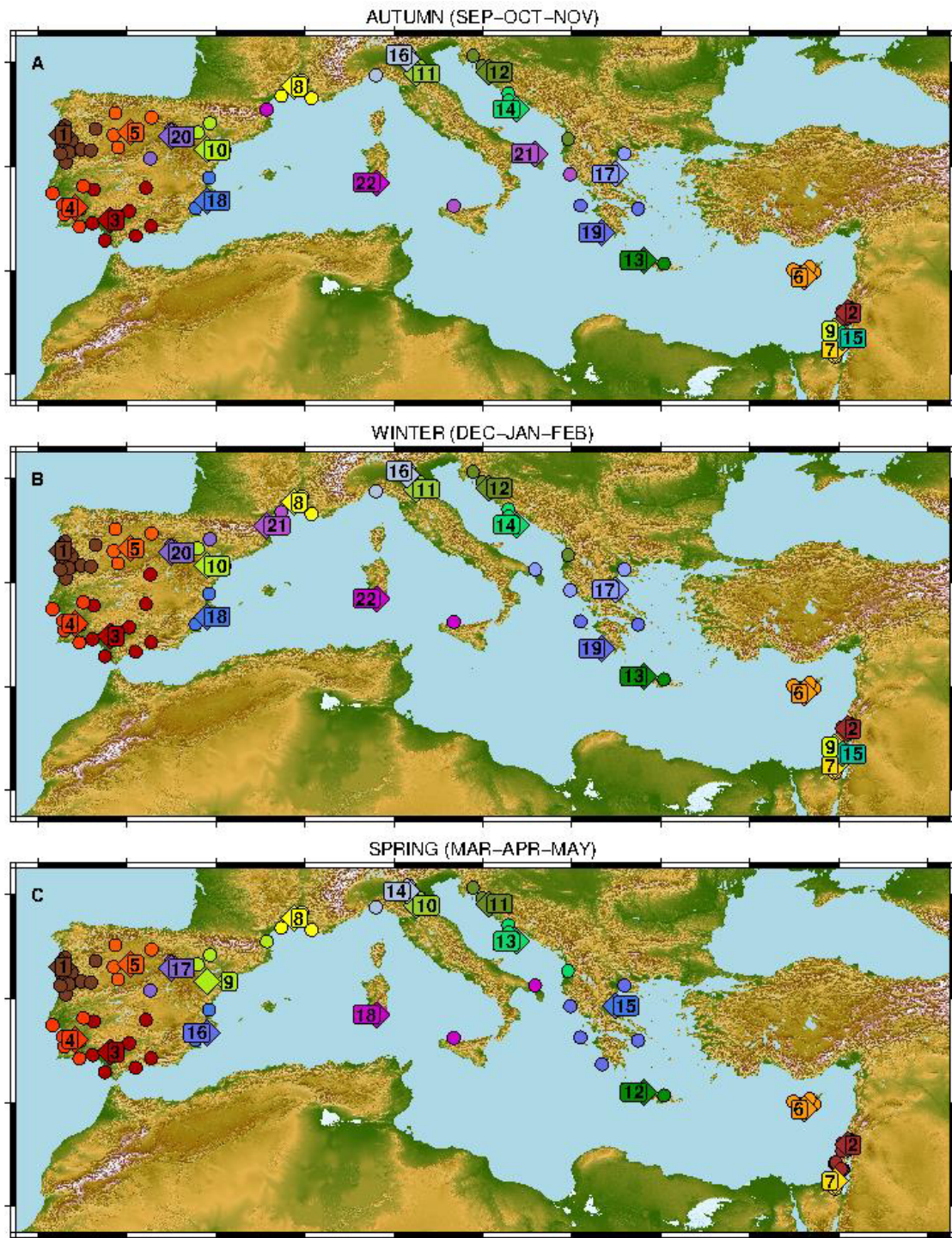


Abbildung 2: Niederschlagsregionen des Mittelmeerraums für die Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

nur eine untergeordnete Rolle spielt, scheint eine Umsortierung der Niederschlagsregionen legitim. Es zeigt sich, dass, bis auf wenige Stationen, eine gute Übereinstimmung der Niederschlagsregionen in allen Jahreszeiten vorliegt. Insgesamt 18 Niederschlagsre-

gionen sind in allen drei betrachteten Jahreszeiten mehr oder weniger vertreten. Abweichungen sind vor allem im Frühjahr vorhanden, da hier vier Regionen weniger extrahiert wurden und diese Stationen anderen PCs zugeordnet worden sind. Dies ist vor allem in der Levante-Region zu beobachten, in der die vier Niederschlagsregionen in eine nördliche und eine südliche Region zusammengefasst werden. Weitere Verschiebungen in Bezug auf die Zugehörigkeit von Stationen zu Niederschlagsregionen ergeben sich auch auf einer Linie vom spanisch-französischem Grenzgebiet über Sardinien und Sizilien bis hin zur apulischen Stiefelspitze. Auf dieser Linie befinden sich die Hauptkomponenten mit den höchsten Ordnungsnummern, das heißt die Niederschlagsregionen, die insgesamt eine geringere maximale Ladung aufweisen. Anhand dieser Niederschlagsregionen wird die Restvarianz der Hauptkomponentenanalyse wiedergegeben, wodurch die Stationen dieser Regionen von Natur aus geringere maximale Ladungen besitzen. Des Weiteren laden diese Stationen auf unterschiedliche PCs in etwa gleich hoch, sodass es hier leichter zu Verschiebungen zwischen den Niederschlagsregionen kommen kann. Insgesamt liegen im Winter und Herbst die maximalen Ladungen von zwei Hauptkomponenten unterhalb des angestrebten Grenzwerts von 0.7, im Frühjahr dagegen nur von einer PC. Demgegenüber steht eine höhere kumulative erklärte Varianz in den ersten beiden Jahreszeiten (Winter: 75%; Herbst 71%) und eine etwas geringere kumulative erklärte Gesamtvarianz im Frühjahr (67%).

5.4.2 Auswahl der Referenzstationen

Für jede Niederschlagsregion (NR) und Jahreszeit wird anhand verschiedener Kriterien eine Referenzstation (RS) ausgewählt. Das Selektionsverfahren basiert dabei auf den oben erwähnten Analysen und richtet sich nach der Ladung der Station auf die jeweilige Hauptkomponente, der Anzahl der Homogenitätstests die eine Inhomogenität aufweisen, der Anzahl der nicht zu ersetzenden Fehltage und der Länge der Zeitreihe. Dabei wurden diese Faktoren der Reihe nach absteigend gewichtet, sodass die Ladung der Station auf die jeweilige PC den größten, die Länge der Zeitreihe den geringsten Einfluss auf die Wahl der Referenzstation hat. Dieses Verfahren wurde für alle drei Jahreszeiten durchgeführt. Um eine bessere Vergleichbarkeit unter den verschiedenen Jahreszeiten

zu gewährleisten wurde jeweils eine Referenzstation ausgewählt, die in allen drei Jahreszeiten die entsprechende Hauptkomponente gut repräsentiert. Für zwölf Niederschlagsregionen wurde in allen drei bzw. zwei Jahreszeiten (im Frühling sind es vier Niederschlagsregionen weniger) die gleiche Referenzstation ermittelt. Bei den restlichen zehn Niederschlagsregionen wurde die Station ausgewählt, die in zwei von drei Jahreszeiten als Referenzstation ausgewiesen wurde, sofern keine schwerwiegenden Gründe innerhalb der Jahreszeit auftreten, die diese Station nicht als Referenz ausweist. Dieser Fall tritt zum Beispiel bei der Niederschlagsregion 14 (Frühling NR 13) auf, bei der die Station Hvar (Kroatien) als Referenz für Herbst und Frühling ausgewiesen wurde. Im Winter zeigen allerdings vier Homogenitätstests eine Instationarität an, wodurch die Station Hvar als „suspect“ eingestuft wurde und diese somit nicht für vergleichende Analysen herangezogen werden kann. Aus diesem Grund wurde die Station ausgewählt, die im Winter als Referenzstation ausgewiesen wurde, da die Station Lastovo (Kroatien) in den anderen beiden Jahreszeiten nur geringfügig schlechtere Werte aufweist als die eigentliche Referenzstation Hvar.

Insgesamt erweisen sich die ausgewählten Referenzstationen als gute Repräsentanten der jeweiligen Niederschlagsregion. Nur in zwei Fällen wird auf eine Referenzstation zurückgegriffen, die nicht die höchste oder zweithöchste absolute Ladung aufweist, wobei die Ladung der Station Lastovo im Herbst um 0.1, die Ladung der Station Barcelos im Winter um 0.03 geringer ist als die maximale Ladung innerhalb der jeweiligen Niederschlagsregion. Die Zeitreihe der Station Lastovo im Winter ist auch die einzige Referenzzeitreihe, die aufgrund der Homogenitätstest nicht als „useful“ eingestuft wurde. Da die restlichen Stationen dieser Niederschlagsregion in dieser Jahreszeit jedoch alle als „suspect“ klassifiziert worden sind, wurde die Station Lastovo als Referenzstation ausgewiesen. Über alle Jahreszeiten hinweg sind die Zeitreihen der Referenzstationen von Fehltagen durchsetzt, allerdings sind nur wenige Referenzstationen von einem längeren Ausfall der Messgeräte betroffen. Im Herbst und im Frühjahr weisen fünf bzw. sechs Stationen Lücken in den Aufzeichnungen auf, die von der Anzahl der Tage (90 oder mehr) her eine Saison oder mehr umfassen. Im Winter ist dagegen nur eine Referenzstation von einer Datenlücke (NR-17) betroffen, die mehr als eine Saison umfasst.

Die Referenzstationen sind auf den Abbildungen 2A-C jeweils durch Rauten und die entsprechende Nummer der Niederschlagsregion gekennzeichnet. Die übrigen Stationen der Niederschlagsregionen sind durch Kreise in den entsprechenden Farben dargestellt. In den Tabellen A 1-3 des Anhangs A sind die Referenzstationen jeweils an oberster Stelle der entsprechenden Niederschlagsregion aufgeführt, die übrigen Stationen werden anhand der Stationsidentifikationsnummer in aufsteigender Reihenfolge aufgelistet.

5.5 Die Niederschlagsverhältnisse im Mittelmeerraum im Zeitraum 1961-1990

In den folgenden Abschnitten werden die Niederschlagsverhältnisse der Niederschlagsregionen im westlichen, zentralen und östlichen Mittelmeergebiet der Jahreszeiten Herbst, Winter und Frühling näher betrachtet, weshalb sich die Bezeichnung Maximum bzw. Minimum, soweit keine weiteren Angaben vorhanden, jeweils auf die drei analysierten Jahreszeiten bezieht. Des Weiteren sind die nachfolgenden Analysen und Abbildungen auf den Zeitraum 1961-1990 beschränkt, da nur für diese Periode die täglich aufgelösten Niederschlagsdaten für alle Stationen vorliegen. Um die verschiedenen Niederschlagsregionen miteinander vergleichen zu können, wurde für jede Region eine täglich aufgelöste Niederschlagszeitreihe erstellt, die auf dem gewichteten Mittel aller Stationen innerhalb der jeweiligen Region basiert. Die Ladung der Station auf die jeweilige Hauptkomponente dient dabei als spezifisches Gewicht bei der Berechnung der Mittelwerte. Die Quantile der Niederschlagssummen und der Anzahl der Niederschlagstage repräsentieren dabei die Streuung der saisonalen Werte (Abb. 3,5 und 7 oben bzw. unten). Die schwarzen Punkte innerhalb der Box-Whisker-Plots geben für die entsprechende Variable den Mittelwert des Gesamtzeitraums an. Im Gegensatz dazu werden die Perzentile (50%, 75%, 90%, 95%, 99%) der täglichen Niederschlagssummen (Abb. 3,5 und 7 Mitte) anhand der kompletten Zeitreihe ermittelt, da der Stichprobenumfang ansonsten zu gering wäre. Die monatlichen Niederschlagsmittel in Abbildung 4,6 und 8 basieren ebenfalls auf den Werten des Gesamtzeitraums 1961-1990 und sollen einen Überblick über die klimatische Niederschlagsverteilung im Jahresverlauf der jeweiligen Region geben.

Der westliche Teil des Mittelmeerraums umfasst dabei die Stationen und Niederschlagsregionen der iberischen Halbinsel und Südfrankreichs. Das zentrale Mittelmeergebiet erstreckt sich von Italien über die Adriaküste bis hin zu den griechischen Inseln. Der östliche Teil wird durch die Niederschlagsregionen Zyperns und der Levante-Region repräsentiert. Die Zuordnung der Niederschlagsregionen erfolgt dabei immer auf der Basis der Referenzstationen, wodurch es zwischen den Jahreszeiten zu Verschiebungen kommen kann, da die Hauptkomponentenanalyse für die unterschiedlichen Jahreszeiten separat durchgeführt wurde. Der westliche Mittelmeerraum wird dabei in den Jahreszeiten Herbst und Frühling durch acht, im Winter durch neun Niederschlagsregionen repräsentiert. Grund dafür ist, dass NR-21 im spanisch-französischem Grenzgebiet in den Jahreszeiten Herbst und Frühling nicht mehr als eine eigenständige Niederschlagsregion angesehen wird. Im Frühling wird die NR-21 aufgelöst und die Stationen werden anderen Niederschlagsregionen im westlichen Mittelmeergebiet zugeordnet. Dagegen findet im Herbst eine Verschiebung zu Gunsten des zentralen Mittelmeerraums statt, sodass der zentrale Teil des Mittelmeergebiets im Herbst durch neun, im Winter nur durch acht Niederschlagsregionen vertreten wird. Im Frühling wird der zentrale Teil aufgrund der geringeren Anzahl an extrahierten Hauptkomponenten nur durch sieben Niederschlagsregionen repräsentiert. Basierend auf der geringeren Anzahl an extrahierten PCs wird der östliche Teil des Mittelmeers im Frühjahr nur durch drei, die beiden anderen Jahreszeiten durch fünf Niederschlagsregionen vertreten.

5.5.1 Niederschlagsregionen im westlichen Mittelmeerraum

Im äußersten Westen der iberischen Halbinsel wird das portugiesische Festland in allen analysierten Jahreszeiten in eine nördliche (NR-1; RS: Barcelos) und eine südliche Niederschlagsregion (NR-4; RS: Beja) unterteilt. ENDLICHER (2000) beschreibt dabei einen erheblichen Unterschied zwischen den Klimaten nördlich und südlich einer Klimascheide die sich von der Tejomündung in Lissabon in Richtung Nordost erstreckt. Dieser Grenzverlauf ist auch bei den beiden Niederschlagsregionen Portugals auf den Abbildungen 2A-C in groben Zügen zu erkennen. Der Norden ist dabei wesentlich stärker durch den Einfluss atlantischer Zyklonen beeinflusst, was insgesamt nicht nur Auswirkungen auf

das Niederschlagsverhalten hat. Die sommerliche Trockenzeit im Norden dauert in der Regel nur zwei Monate, während diese im äußersten Süden bis zu sieben Monate anhalten kann. Da anhand der PCA die Regionen aufgrund der zeitlichen Variation des Niederschlags gebildet werden, spielen Luv-Lee-Effekte, die ENDLICHER (2000) als einen modifizierenden Faktor des Niederschlags in dieser Region beschreibt, hinsichtlich der Regionalisierung eine untergeordnete Rolle. Des Weiteren ist der bei ENDLICHER (2000) beschriebene West-Ost-Gradient, der auf die unterschiedlichen autochthonen (mediterran) und allochthonen (atlantisch) Luftmassen zurückzuführen ist, erst jenseits der spanisch-portugiesischen Grenze ersichtlich.

Vergleicht man die über die gesamte Niederschlagsregion gemittelten Werte von NR-1 und NR-4 hinsichtlich saisonaler Niederschläge, täglicher Niederschläge und Anzahl der Niederschlagstage (siehe Abb. 3) fällt auf, dass im Zeitraum 1961-1990 der Norden Portugals in allen drei Jahreszeiten im Mittel etwa doppelt so viel Niederschlag empfängt wie der südliche Teil, wobei der Unterschied im Frühling am größten ist. Auch bei den Extremen (siehe Abb. 3 Mitte) der untersuchten Variablen zeigt sich, dass die Unterschiede im Frühling generell größer sind als in den anderen beiden Jahreszeiten. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass sich im Frühjahr die Westwinddrift langsam Richtung Norden verlagert und der Süden zunehmend unter den Einfluss des Subtropenhochs gelangt. Im Gegensatz zum Herbst sind die Wassertemperaturen des Atlantiks im Frühjahr allerdings wesentlich geringer, was zu einer reduzierten Verdunstung führt. Der daraus resultierende gehemmte Wasserdampftransport ist dafür verantwortlich, dass weniger niederschlagsfähiges Wasser in der Atmosphäre zur Verfügung steht und somit die Unterschiede zu dieser Jahreszeit besonders ausgeprägt sind. Im Herbst hingegen ist der Atlantik aufgrund der sommerlichen Hitze aufgeheizt, wodurch viel Wasser in die Atmosphäre gelangt. Obwohl es im Herbst durchschnittlich zwei Tage weniger regnet als im Frühjahr, liegt die Summe der gemittelten saisonalen Niederschläge zu dieser Jahreszeit deutlich höher. Da der Süden Portugals im September noch weitestgehend unter dem Einfluss des Azorenhochs steht, ist dies vor allem auf eine Zunahme der Niederschlagsintensität im Spätherbst zurückzuführen. Das verzögerte Einsetzen und die erhöhte Intensität der Niederschläge zeigen sich auch in der Verteilung der Perzentile der täglichen Niederschlagssummen. Während die gemäßigten Perzentile (50%, 75%) im

Frühjahr die Werte des Herbsts übertreffen, liegt im Bereich der extremen Perzentile eine inverse Situation vor.

Die Jahreszeit mit dem größten Einfluss auf den regionalen Wasserhaushalt Portugals ist der Winter, da hier das ganze Land unter dem Einfluss der atlantischen Zyklonenaktivität steht. Sowohl die saisonalen als auch die täglichen Niederschlagssummen beider Niederschlagsregionen weisen hier ihr Maximum auf, wobei das Maximum der südlichen Region früher auftritt (Dez: 88.0mm) als das im Norden Portugals (Jan: 190.8mm). Im Mittel regnet es in den nördlichen Regionen an fast der Hälfte aller Tage, in den südlichen Regionen an über ein Drittel aller Tage. So fallen im Norden (Süden) zu dieser Jahreszeit an durchschnittlich 44 (33) Tagen im Mittel 576mm (257mm) Niederschlag. Des Weiteren weisen die extremen Perzentile der täglichen Niederschlagssummen mit 20,4mm (10,1mm) für das 90. Perzentil, 27,2mm (15,5mm) für das 95. Perzentil und

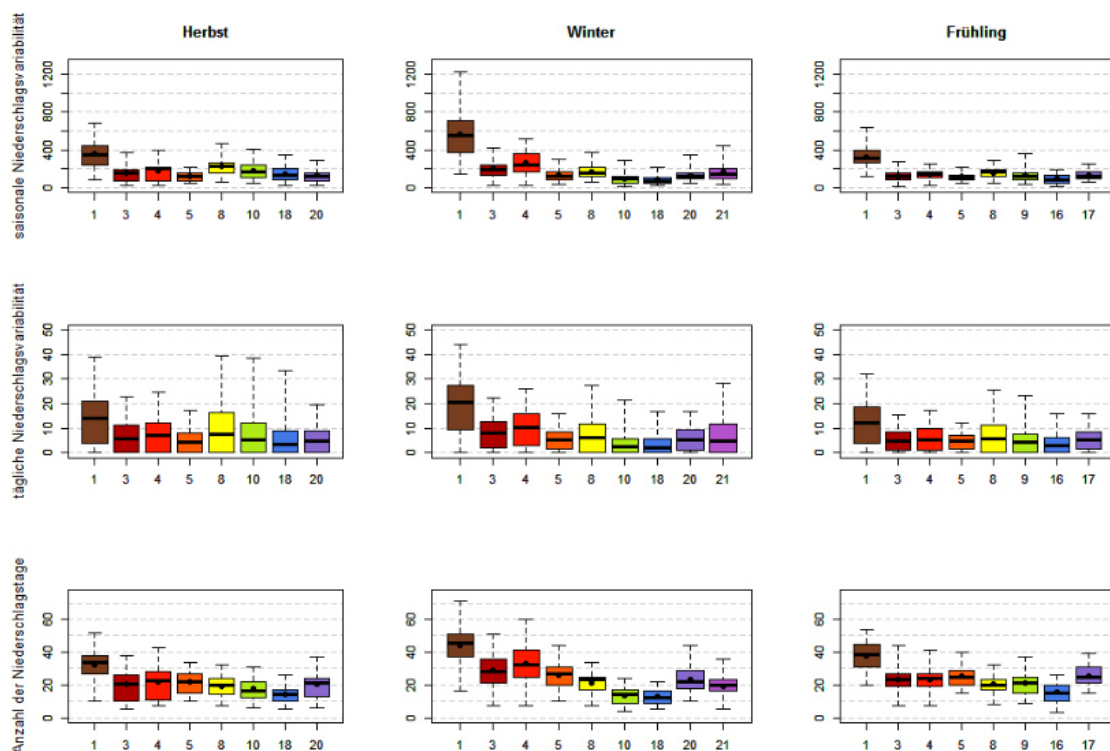


Abbildung 3: Saisonale Niederschlagsvariabilität (oben), tägliche Niederschlagsvariabilität (Mitte) und Variabilität der Anzahl der Niederschlagstage pro Saison (unten) der Niederschlagsregionen im westlichen Mittelmeerraum für die unterschiedlichen Jahreszeiten. Die Box-Whisker-Plots der saisonalen Variabilität sowie der Variabilität der Anzahl der Niederschlagstage beziehen sich auf die Perzentile 0-25-50-75-100, der Mittelwert ist jeweils durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet. Die Box-Whisker-Plots der täglichen Niederschlagsvariabilität beziehen sich auf die Perzentile 50-75-90-95-99

44,0mm (25,8mm) für das 99. Perzentil die höchsten Werte auf. Die Ursache hierfür begründet ENDLICHER (2000) durch das vermehrte Auftreten zyklonaler Süd- bzw. Südwestlagen, bei denen es in Verbindung mit orographischen Hebungseffekten und Küstenkonvergenzen zu sintflutartigen Regenfällen kommen kann.

Der Süden Spaniens wird in zwei Niederschlagsregionen unterteilt, wobei sich die Niederschlagsregion NR-3 mit der Referenzstation Sevilla im Winter bis weit in das Landesinnere hinein erstreckt, sodass die Gegend um Madrid ebenfalls dieser Niederschlagsregion zugeordnet wird (siehe Abb. 2A-C). Das zentrale Verbreitungsgebiet liegt allerdings in allen drei Jahreszeiten in Andalusien entlang der Costa da Luz und der Costa del Sol. Die zweite Niederschlagsregion (NR-18 im Herbst und Winter, NR-16 im Frühjahr) umfasst die mediterrane Küstenregion von Murcia und Valencia im Südosten Spaniens und liegt dabei im leeseitigen Bereich der betischen Kordillere.

Dieser Leeeffekt ist hauptsächlich dafür verantwortlich, dass diese Niederschlagsregion weitestgehend von den Einflüssen der großskaligen Zirkulation entkoppelt ist. So dominieren in dieser Region vor allem mesoskalige Prozesse mit einer östlichen Strömungskomponente das Niederschlagsgeschehen, wobei dieser Effekt regional auf die Küstengebiete begrenzt ist (CORTESI ET AL. 2014). Im Vergleich zu der Region um Sevilla weist diese Region sowohl in Bezug auf die saisonalen und täglichen Niederschlagssummen als auch bei der Anzahl der Niederschlagstage geringere Werte auf, wobei die Unterschiede im Winter am stärksten sind. Im Luvbereich der betischen Kordillere kommt es zu dieser Jahreszeit infolge des allochthonen Luftmasseneinflusses zu Winterregen des zyklonalen-advektiven Typs, wodurch der westliche Bereich Südspaniens begünstigt wird (ENDLICHER 2000). Im saisonalen Vergleich ähnelt diese Region den Regionen Portugals im Hinblick auf die Maxima und Minima der saisonalen und täglichen Niederschlagswerte sowie der Anzahl der Niederschlagstage. Folglich ist diese Niederschlagsregion ebenso wie die zuvor beschriebenen Regionen stark durch die Lage der Westwinddrift und deren Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen charakterisiert. So fallen im Winter durchschnittlich ca. 200mm Niederschlag an 28.6 Tagen, wobei extrem feuchte Jahre Werte von über 400mm Niederschlag und mehr als 50 Niederschlagstage aufweisen können (siehe Abb. 3).

Im Gegensatz dazu weisen die östlichen Regionen Südspaniens im Winter gerade mal einen durchschnittlichen Niederschlag von 82.5mm an 12.5 Tagen auf, was gleichbedeutend mit einem sekundären Minimum zu dieser Jahreszeit ist. CORTESI ET AL. (2014) zeigen, dass Wetterlagen mit einer östlichen Strömungskomponente einen deutlichen Jahresgang mit einem Minimum im Winter und einem Maximum im Sommer aufweisen, wodurch sich dieses winterliche Minimum erklären lässt. Im Sommer führen diese Ostwetterlagen allerdings nur vereinzelt zu Niederschlagsereignissen, wohingegen diese im Herbst und Frühjahr einen großen Anteil zum Wasserhaushalt in dieser Region beitragen. Auffallend dabei sind die unterschiedlichen Niederschlagscharakteristika der beiden Übergangsjahreszeiten. Während der Herbst im Mittel die größten Niederschlagsmengen aufweist (146.6mm), kommt es im Frühjahr durchschnittlich zu den meisten Niederschlagsereignissen (15.3). Dies ist darauf zurückzuführen, dass im Herbst die Luftmassen aufgrund der erhöhten Wassertemperaturen des Mittelmeers wesentlich stärker mit Wasserdampf angereichert sind und somit mehr niederschlagsfähiges Wasser zur Verfügung steht. Auf der anderen Seite kommt es im Frühjahr häufiger zu Ostwetterlagen, wodurch sich die höhere Anzahl an Niederschlagstagen erklären lässt. Daraus ergeben sich auch wesentliche Unterschiede hinsichtlich der Niederschlagsintensität in den beiden Übergangsjahreszeiten. Die Werte oberhalb des 90. Perzentils liegen im Herbst durchweg über den Werten des Frühjahrs, während im Winter die Werte für das 90. und 95. Perzentil geringfügig über den Werten der Herbstsaison liegen. Da der Winter allerdings im Mittel die geringste Anzahl an Niederschlagstagen aufweist, kann das Defizit der saisonalen Niederschlagssummen gegenüber dem Herbst nicht kompensiert werden.

Der nördliche Teil Spaniens wird im Zuge der Regionalisierung in allen analysierten Jahreszeiten in eine westliche (NR-5), zentrale (Herbst und Winter: NR-20; Frühling: NR-17) und östliche Niederschlagsregion (H & W: NR-10; F: NR-9) gegliedert. Dabei bleibt die Zusammensetzung der westlichen Region über das Jahr hinweg konstant, während sich die zentrale Niederschlagsregion im Winter Richtung Nordost verschiebt. Dies hat zur Folge, dass eine Station, die in den anderen beiden Jahreszeiten in NR-10 bzw. NR-9 fällt, der zentralen Niederschlagsregion zugeordnet wird, während die Station Madrid der weiter südlich gelegenen NR-3 angegliedert wird. Die westliche Niederschlagsregion

umfasst dabei den an Portugal grenzenden Teil der Nordmeseta, eine von Randgebirgen begrenzte Hochebene im Nordwesten Spaniens, und wird durch die Referenzstation Valladolid repräsentiert. Das Zentrum der mittleren Niederschlagsregion Nordspaniens liegt im östlichen Kastilien (Referenzstation: Soria) und wird in den Jahreszeiten Herbst und Frühling durch Madrid, im Winter durch die Station Huesca am Fuße der Pyrenäen ergänzt. In den beiden Übergangsjahreszeiten bildet die Station Huesca zusammen mit den Stationen entlang der nordspanischen Mittelmeerküste (Referenzstation: Tortosa) die Niederschlagsregion NR-10 (Herbst) bzw. NR-9 (Frühling).

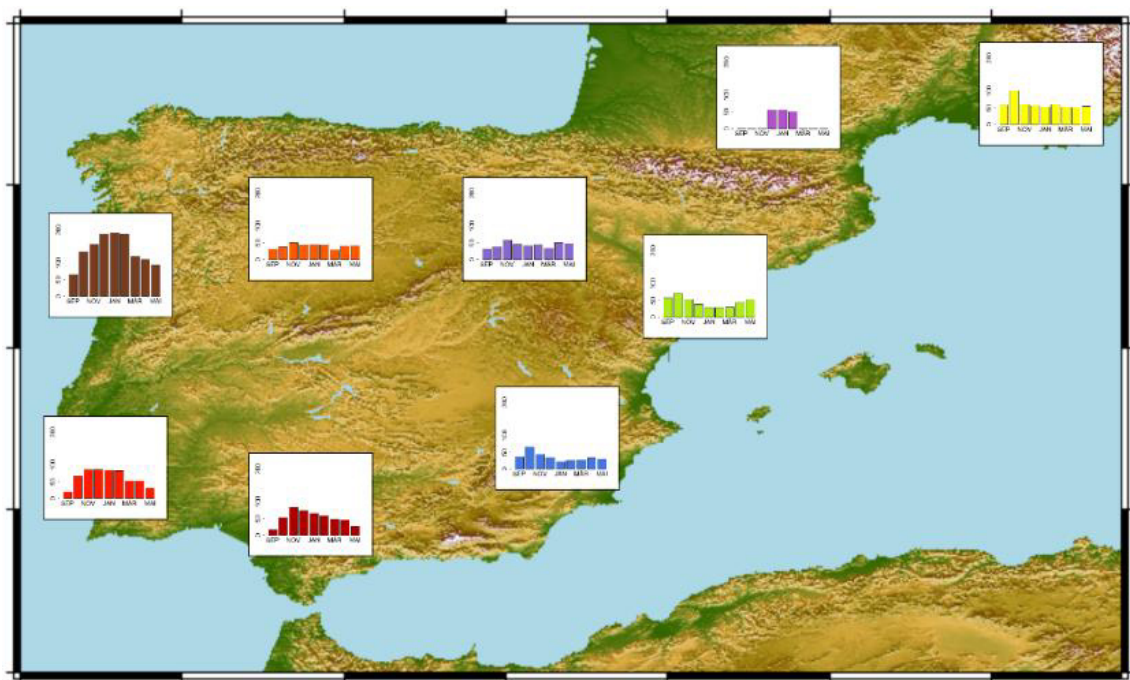


Abbildung 4: Monatliche Niederschlagsmittel (1961-1990) für die Niederschlagsregionen im westlichen Mittelmeergebiet. Die monatlichen Niederschlagssummen (SEP-MAI) werden anhand gewichteter Stationsdaten für jede Niederschlagsregion ermittelt.

In den nördlichen Regionen Spaniens kommt es zu einer Zunahme der mittleren Niederschlagsmengen sowie zu einer Abnahme der Anzahl der Niederschlagstage von West nach Ost (siehe Abb. 3), infolgedessen ein zonaler Gradient der Niederschlagsintensität zu beobachten ist. Da das Niederschlagsgeschehen in diesen drei Teilbereichen weitestgehend durch unterschiedliche Luftmassen und Prozesse gesteuert wird, liegen die Maxima und Minima der untersuchten Variablen in den drei Teilregionen zu unterschiedlichen Jahreszeiten vor. Im Gegensatz dazu fallen die monatlichen Niederschlagsmaxima der drei Niederschlagsregionen alle in den Herbst (vgl. Abb. 4), wobei im

Bereich der iberischen Halbinsel generell eine Verlagerung des monatlichen Niederschlagsmaximums innerhalb der Niederschlagsperiode beobachtet werden kann. In Abhängigkeit vom Längengrad wird das monatliche Niederschlagsmaximum in den östlichen Regionen der iberischen Halbinsel zu Beginn der Niederschlagsperiode erreicht (Oktober), während in den westlichen Regionen die Maxima eher im späteren Verlauf auftreten (Dezember-Januar).

Das Niederschlagsgeschehen der nordwestlichen Region (NR-5) im Gebiet um Valladolid wird im Wesentlichen durch die Lage der Westwinddrift beeinflusst, wodurch hier ein für diese Region typisches Winterregenregime vorliegt. Im Vergleich zu den ebenfalls durch die Westwinddrift geprägten Regionen im Süden und Westen fällt auf, dass die saisonalen Minima und Maxima der untersuchten Variablen zur selben Jahreszeit auftreten, diese jedoch durchweg geringere Werte in Bezug auf die saisonalen Niederschläge und die Niederschlagsintensität aufweisen. Dies ist zum einen auf den Leeseiteneffekt der umgebenden Gebirge zurückzuführen, wodurch die vorrückenden Luftmassen bereits einen großen Teil ihres niederschlagsfähigen Wassers verloren haben. Zum anderen ist die Distanz zu den Meeresflächen größer, sodass der Wassergehalt der Luftmassen wesentlich geringer ist als in den Gebieten entlang der westlichen und südlichen Küstenregionen. Die Niederschlagsregion NR-5 liegt im Übergangsbereich zwischen einem Herbst- und Winterregenregime, sodass einzelne Stationen (vgl. RODRIGO & TRIGO 2007), beziehungsweise ganze Teilbereiche (vgl. DE LUIS ET AL. 2010) dem Herbstregenregime zugeordnet werden. Die Schwierigkeiten bei der Zuordnung ergeben sich vor allem durch einen Regimewechsel im späten 20. Jahrhundert, welcher hauptsächlich auf eine intensivierte NAO zurückzuführen ist (DE LUIS ET AL. 2010). Dieser hat zur Folge, dass sich auf der iberischen Halbinsel die Gebiete mit einem herbstlichen Niederschlagsmaximum in den letzten Jahrzehnten stark ausgebreitet haben. Da dieser Regimewechsel allerdings erst gegen Ende des 20. Jahrhunderts zu beobachten ist, die untersuchte Periode jedoch den Zeitraum 1961-1990 umfasst, zeigt sich dieser Effekt bei den hier durchgeführten Analysen noch nicht. Die über die gesamte Niederschlagsregion gemittelten Variablen weisen alle Anzeichen eines für den Mittelmeerraum typischen Winterregenregimes auf.

Im Gegensatz dazu spielt die Westwinddrift bei den beiden anderen Niederschlagsregionen Nordspaniens eine eher untergeordnete Rolle. Hier dominieren vor allem Wetterlagen mit einer östlichen Strömungskomponente das Niederschlagsverhalten, wobei der Einfluss im mediterranen Küstenbereich (NR-10/9) wesentlich ausgeprägter ist als im Einzugsgebiet des Ebro (NR-20/17). Letzteres ist geprägt durch eine Überlagerung verschiedener Prozesse, wodurch es zu einer über das Jahr relativ gleichförmigen Verteilung der Niederschlagskomponenten mit nur schwach ausgeprägten Maxima (Frühjahr) und Minima (Herbst) kommt. CORTESI ET AL. (2014) zeigen auf, dass in den mediterranen Küstenregionen Spaniens vor allem Wetterlagen mit einer östlichen bzw. nördlichen Strömungskomponente Niederschläge generieren, deren Einfluss sich, aufgrund einer fehlenden Barriere entlang der katalanischen Küste, bis weit ins Landesinnere hinein erstrecken kann. Allerdings unterliegt die relative Häufigkeit dieser Wetterlagen einem deutlichen Jahresgang mit Maxima im Sommer und Minima im Winter, wodurch es zu einem saisonal differenzierten Beitrag zum Wasserhaushalt kommt. Während diese Wetterlagen in den Sommermonaten aufgrund des dominierenden Einflusses des Azorenhochs nur vereinzelt Niederschläge bringen, prägen sie maßgeblich das Niederschlagsgeschehen in den beiden Übergangsjahreszeiten. Da sich im Frühjahr der thermische Land-See-Gegensatz und somit auch die labilisierende Wirkung des Mittelmeers durch die Erwärmung des Kontinents verringert, das Subtropenhoch zu dieser Jahreszeit aber noch nicht die sommerliche Stabilität aufweist, gewinnen Niederschläge konvektiver Art mit zunehmender Entfernung von den Küsten an Bedeutung (ENDLICHER 2000). Im Gegensatz dazu ist das Subtropenhoch aufgrund der Massenträgheit vor allem zu Beginn des Herbsts noch länger persistent, wodurch die marginalen Unterschiede zwischen diesen beiden Jahreszeiten erklärt werden können. Gegen Ende des Herbsts, wenn die stabilisierende Wirkung des Subtropenhochs allmählich verschwindet, forcieren die warmen Temperaturen der Wassermassen die Niederschlagsaktivität in dieser Region. Somit fällt in der Region um Soria der Monat mit den durchschnittlich höchsten Niederschlägen (November) in die Jahreszeit mit den geringsten saisonalen Niederschlägen. Im Winter geht die Abnahme der monatlichen Niederschläge mit der Abnahme der Wassertemperaturen einher, wobei Ausläufer der Westwinddrift zu dieser Jahreszeit für vereinzelte Niederschlagsereignisse sorgen können. In Jahren mit einem negativen NAO-Index, in denen die Westwinddrift weit nach

Süden verlagert ist, können die frontengebundenen Niederschläge in der Niederschlagsregion NR-20/17 allerdings ein Ausmaß annehmen, welches die Niederschlagssummen der beiden anderen Jahreszeiten bei weitem übersteigt. So liegen die absoluten Maxima in Bezug auf saisonale Niederschlagsmittel und Anzahl der Niederschlagstage im Winter vor, während im Mittel der Frühling die höchsten Werte aufweist.

Im Nordosten Spaniens entlang der Mittelmeerküste liegt die Niederschlagsregion NR-10/9 um Tortosa im direkten Einflussbereich des Mittelmeers. Somit sorgen vor allem die autochthonen Luftmassen in den Übergangsjahreszeiten für ausreichend Niederschlag, wobei sowohl das mittlere als auch das absolute Maximum im Herbst erreicht wird. Die bei CORTESI ET AL. (2014) beschriebenen und weiter oben angeführten Ostwetterlagen sind auch in dieser Region maßgeblich für das Niederschlagsgeschehen verantwortlich, wobei hier der Einfluss bedeutend größer ist als weiter landeinwärts. Da diese Niederschlagsregion direkt an das Mittelmeer angrenzt, spielen subkontinentale konvektive Prozesse, die im Hinterland vor allem im Frühling einen großen Beitrag zum Wasserhaushalt leisten, keine Rolle (ENDLICHER 2000). Folglich liegt das mittlere saisonale Niederschlagsmaximum aufgrund der erhöhten Wassertemperaturen und der daraus resultierenden verstärkten Zyklogenese im Herbst vor (182.5mm). Im Winter hingegen liegt ein sekundäres Minimum im Jahresverlauf vor (95.6mm), was indirekt auf die Lage der Westwinddrift zurückzuführen ist. Die niederschlagsreichen Ostwetterlagen werden in dieser Region durch die nach Süden verlagerte Westwinddrift blockiert, ohne dass diese selbst für Niederschläge sorgt, da das iberische Gebirge diese Region weitestgehend von den Einflüssen der allochthonen Luftmassen des Atlantiks abschirmt (RODRIGO & TRIGO 2007). Im Vergleich zu der im Süden angrenzenden Niederschlagsregion NR-18/16 sind die Werte der analysierten Variablen aufgrund der nördlicheren Lage durchweg höher, da der Süden länger unter dem Einfluss des subtropischen Hochs steht. Die Lage der Maxima und Minima bezüglich der gemittelten Niederschlagssummen und der Anzahl der Niederschlagstage sind dagegen identisch. So liegt das Maximum bei der Anzahl der Niederschlagstage im Frühjahr vor, weil hier die Ostwetterlagen innerhalb der Niederschlagsperiode am häufigsten auftreten. Im Vergleich zum Herbst steht zu dieser Jahreszeit allerdings nur ein Bruchteil an niederschlagsfähigem Wasser zur Verfügung, sodass das Defizit im Hinblick auf die saisonalen Niederschlagsmittel

nicht kompensiert werden kann. Infolgedessen ist auch die Niederschlagsintensität im Herbst (90%: 5.0mm; 95%: 12.0mm; 99%: 38.5mm) wesentlich höher als im Frühling (90%: 4.1mm; 95%: 7.6mm; 99%: 23.2mm).

Ein Vergleich der beiden französischen Niederschlagsregionen ist nur für den Winter möglich, da die Niederschlagsregion NR-21 nur zu dieser Jahreszeit dem westlichen Mittelmeergebiet zugeordnet werden kann. Die Stationen beider Regionen liegen im Bereich des Golfs von Lyon, wobei die Niederschlagsregion NR-21 im Winter den westlichen, die Niederschlagsregion NR-8 den östlichen Küstenbereich umfasst. Diese regionale Differenzierung kann in den beiden Übergangsjahreszeiten jedoch nicht aufrechterhalten werden. Die weiter östlich gelegene Station Sete der winterlichen Niederschlagsregion NR-21 wird sowohl im Frühjahr als auch im Herbst in die Niederschlagsregion NR-8 verschoben, während die Station Perpignan jeweils unterschiedlichen Niederschlagsregionen zugeordnet wird (Frühjahr: NR-10/9; Herbst: NR-22). Inwieweit diese Einteilung für sinnvoll erachtet werden kann ist fraglich, da beide Stationen in allen drei Jahreszeiten durchweg geringe Ladungen auf die jeweiligen Hauptkomponenten aufweisen (vgl. Anhang A: Tab. A 1-3). Selbst im Winter wird für diese Region der angestrebte Grenzwert der maximalen Ladung nicht erreicht. Eine geringe Stationsdichte in dieser Region ist dafür verantwortlich, dass im Leebereich der französischen Pyrenäen keine über alle Jahreszeiten eigenständige Niederschlagsregion ermittelt werden kann. Des Weiteren lässt das durch die topographischen Gegebenheiten überprägte mesoskalige Klima in dieser Region keine vernünftige Zuordnung zu anderen Niederschlagsregionen zu, sodass eine eigenständige Analyse nur bedingt durchgeführt werden kann. Im Folgenden wird deshalb der französische Midi im Ganzen betrachtet und nur im Winter auf einzelne regionalspezifische Unterschiede eingegangen.

Aufgrund der nördlichen Lage steht die französische Mittelmeerküste von Anfang Herbst bis in den Frühling hinein unter dem Einfluss der Westwinddrift. Das Niederschlagsgeschehen steht hierbei maßgeblich in Verbindung mit den meridionalen Zirkulationstypen der Westwinddrift, die vor allem in den Übergangsjahreszeiten für Niederschläge sorgen (ENDLICHER 2000). Dies führt dazu, dass sich in den Übergangsjahreszeiten Nie-

erschlagsmaxima ausbilden, wobei das Maximum im Herbst als primäres erachtet werden kann. Im Winter kommt es zu einem schwach ausgeprägten sekundären Minimum, da die Zyklogense in Folge einer weit nach Süden verlagerten Westwinddrift einen geringeren Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen ausübt als dies in den beiden anderen Jahreszeiten der Fall ist. Auf den beiden Abbildungen 3 und 4 ist für diese Region allerdings ein leicht verändertes Bild des Niederschlagsgeschehens zu erkennen. Während das primäre Maximum auch in diese beiden Abbildungen im Herbst (221.4mm) vorliegt und auch das bei ENDLICHER (2000) beschriebene monatliche Maximum im Oktober auftritt, kommt es bei den beiden anderen Jahreszeiten zu geringfügigen Abweichungen. In der Niederschlagsregion NR-8 liegen die Mittel im Winter sowohl bei den Niederschlagsmengen (171.4mm) als auch bei der Anzahl der Niederschlagstage (21.4) über den Werten des Frühjahrs (160.2mm; 20.3), wobei der Winter im saisonalen Vergleich sogar die meisten Niederschlagstage aufweist. Da in dieser Region ein stark zergliederter Relief durch Luv- und Lee-Effekte unterschiedliche Einflüsse auf das Niederschlagsgeschehen der einzelnen Stationen haben kann und in diesem Abschnitt Gebietsmittel analysiert werden, kann es hier durchaus zu unterschiedlichen Ergebnissen kommen, vor allem wenn die Unterschiede zwischen Winter und Frühjahr marginal sind. Wesentliche Unterschiede ergeben sich bei den beiden Regionen vor allem durch die Anströmrichtung der Luftmassen. Während die westliche Region um Perpignan durch die Pyrenäen weitestgehend vor den Luftmassen mit einer südlichen Strömungskomponente abgeschirmt wird, sorgen diese östlich der Rhone-Mündung im Staubereich des Massif Central und der Alpen für erheblichen Niederschlag (BOE & TERRAY 2008). Vor allem im Herbst kann es hier zu einer erhöhten Niederschlagsintensität (90%: 7.3mm; 95%: 16.5mm; 99%: 39.4mm) mit sintflutartigen Regenfällen kommen, wenn sich ein Tiefdruckgebiet im Südstau der Pyrenäen befindet und so an dessen Vorderseite feucht-warme Luftmassen aus südlichen Richtungen gegen die französische Küste vorrücken. Ein gegensätzlicher Effekt ist dabei bei Luftmassen aus nördlichen Richtungen zu beobachten, wobei der Rhone-Graben vor allem im Winter als Einfallsschleuse maritimer Kaltluftmassen dient. Aufgrund der großen Differenzen zwischen den zugeführten und den im Mittelmeer vorliegenden Luftmassen wird die Zyklogense im Golf von Genua angetrieben, wodurch es an den Vorderseiten (z.B. entlang der Côte d'Azur) dieser Tief-

druckgebiete zu erheblichen Niederschlägen kommen kann. An den Rückseiten hingegen sind die Luftmassen eher trocken, sodass es erst nach Anfeuchtung und Erwärmung der Luftmassen über dem Mittelmeer zu Niederschlägen kommt (ENDLICHER 2000). Aus diesem Grund weist die westliche Niederschlagsregion um Perpignan im Winter sowohl geringere mittlere Niederschläge als auch weniger Niederschlagstage auf als die Region östlich des Rhone-Grabens, während die Niederschlagsintensität in etwa gleiche Werte aufweist.

5.5.2 Niederschlagsregionen im zentralen Mittelmeerraum

Das Niederschlagsverhalten der beiden norditalienischen Niederschlagsregionen wird maßgeblich durch die Zyklogenese im Bereich des Golfs von Genua bestimmt. Diese unterliegt ab der zweiten Hälfte des Septembers einer zunehmenden Intensivierung, sobald der Einfluss der subtropischen Hochdruckzelle an Bedeutung verliert und die Westwinddrift nach Süden vorrückt. In der Folge gelangen vermehrt polare Kaltluftmassen aus nordwestlichen Richtungen ins nördliche Alpenvorland, die aufgrund der Barrierewirkung der Alpen im Luvbereich gestaut werden. Je nach Ausprägung der Schichtung strömen diese Luftmassen entweder über die Alpen oder werden um die Alpen herum geleitet. In beiden Fällen kommt es auf der Leeseite der Alpen zu Prozessen, die die Entwicklung von Zyklonen begünstigen. Unterstützend wirkt sich dabei eine stark ausgeprägte barokline Zone zwischen den warmfeuchten Luftmassen in der Poebene und den durch den Rhone-Graben stark beschleunigten kalten Polarluftmassen aus. Befindet sich während des Initialstadiums über dem Golf von Genua die Vorderseite eines Höhentrogs, kommt es aufgrund der stetig zugeführten Kaltluft aus nordwestlichen Richtungen zu einer Intensivierung der Zyklogenese (ULBRICH ET AL. 2012). Die nachgeführten polaren Luftmassen unterliegen dabei einer Labilisierung durch die warmen Temperaturen des Mittelmeers, sodass eine aufwärts gerichtete Strömung feuchtwarmer Luft für erhebliche Niederschläge sorgen kann (ENDLICHER 2000). Im weiteren Verlauf kann sich die Zyklone von der Topographie lösen und als aktives Druckgebilde mithilfe der Westwinddrift in östliche Richtungen verlagert werden. Eine eigenständige

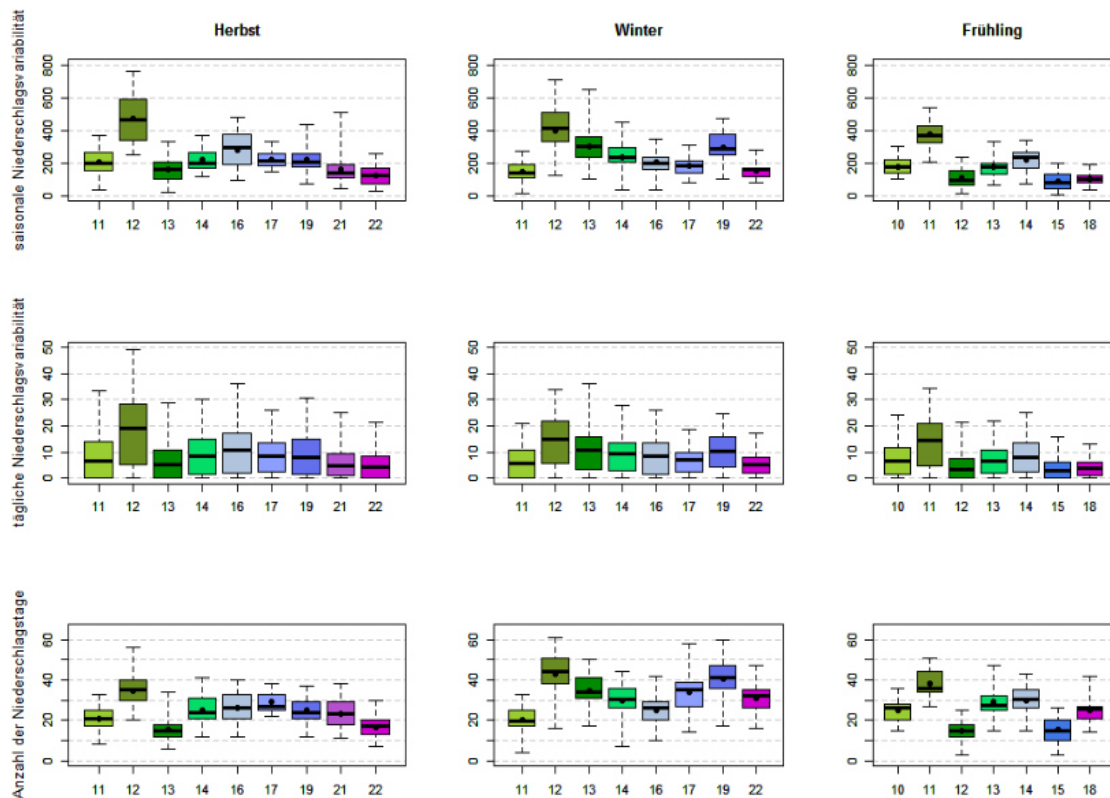


Abbildung 5: Gleiche Darstellung wie Abbildung 3 für den zentralen Mittelmeerraum.

Zyklone kann sich in diesem Gebiet allerdings nur entwickeln, wenn das vorliegende System eine bestimmte Größe erreicht hat, sodass dieses ohne den fördernden Einfluss der Topographie existieren kann (MCGINLEY 1982). Fehlt zum Beispiel die Unterstützung aus der oberen Troposphäre in Form eines Höhentrog, können die polaren Luftmassen, welche die Alpen im Bereich der Dinarischen Alpen umströmen, die Leezyklone von Osten her auffüllen, wodurch diese inaktiv wird. In diesem Fall ist die Zyklone nur für kurze Zeit und nur für eine begrenzte Region wetterwirksam (ENDLICHER 2000). Durch die vorherrschende westlich bis südwestliche Strömung der Genua-Zyklonen sind vor allem die Gebiete der ligurischen Apennin-Abdachung sowie der Alpensüdseite bei der Niederschlagsgenerierung begünstigt (NR-16/14; Referenzstation Mantova), während der leeseitige Bereich durchweg geringere Werte aufweist (NR-11/10; Referenzstation Bologna). Im jahreszeitlichen Verlauf weisen allerdings beide Regionen ein ähnliches Niederschlagsverhalten auf (vgl. Abb. 6). Dies zeichnet sich insbesondere durch ein ausgeprägtes primäres Niederschlagsmaximum im Herbst (NR-16/14: 281.1mm; NR-11/10: 203.4mm) sowie einem sekundären Maximum im Frühling aus (NR-16/14:

220.1mm; NR-11/10: 180.0mm), während bei der Anzahl der Niederschlagstage ein genau gegensätzliches Bild vorliegt (vgl. Abb.5). Ersteres ist auf den verstärkten Wasserdampftransport aufgrund der aufgeheizten Meeresoberflächen zu dieser Jahreszeit zurückzuführen, wodurch mehr niederschlagsfähiges Wasser in die Atmosphäre gelangt. Zweiteres auf die übereinstimmende zeitliche Lage der Maxima der Niederschlagstage und der Zyklonenaktivität im Golf von Genua. Im Winter, wenn die Westwinddrift weit nach Süden verschoben ist und Norditalien in den Einflussbereich kontinentaler Hochdruckgebiete fällt, liegen die Minima der untersuchten Variablen vor (ENDLICHER 2000). Die Unterschiede zwischen den Luv- und Leereregionen sind dabei im Herbst wesentlich stärker ausgeprägt als im Frühling. Im Herbst (Frühling) regnet es auf den windzugewandten Seiten durchschnittlich 5.7 (4.9) Tage und 80mm (40mm) mehr als im Leebereich. Die hohen Niederschlagssummen im Herbst und die verhältnismäßig geringe Anzahl an Niederschlagstagen wirken sich auch auf die Niederschlagsintensität aus, so dass die Werte oberhalb des 90. Perzentils im Herbst deutlich über denen der anderen Jahreszeiten liegen. Einzig die Lage des monatlichen Niederschlagsmaximums unterscheidet sich bei den beiden norditalienischen Niederschlagsregionen (vgl. Abb. 6). Während dieses in der Region um Mantova bereits im Oktober vorliegt, verschiebt sich das Maximum in der Region Bologna in den November.

Der Süden Italiens zeichnet sich durch ein sehr variables Bild im Laufe des Jahres aus, wodurch sich eine vergleichende Analyse in dieser Region schwierig gestaltet. Zum einen liegt die Niederschlagsregion NR-21 nur im Herbst im Bereich der apulischen Stiefelspitze, zum anderen unterscheidet sich die Zuordnung der Stationen für die Niederschlagsregion NR-22/18 von Jahreszeit zu Jahreszeit. Im Herbst liegt das Zentrum von NR-22/18 im Bereich zwischen Sardinien und der französischen Mittelmeerküste, während die süditalienischen Stationen des Festlands und Siziliens eine eigenständige Niederschlagsregion (NR-21) bilden. Letzterer wird außerdem eine Station auf dem griechischen Festland (Korfu) zugeordnet. Im Winter verschiebt sich der Einflussbereich von NR-22/18 in Richtung Osten, wodurch es in der Folge zu einer veränderten Zuordnung der südlichen Stationen im zentralen Mittelmeerbereich kommt. Die Station Perpignan, die im Herbst noch der NR-22/18 zugeordnet wurde, bildet im Winter eine

eigenständige Niederschlagsregion. Die herbstliche Niederschlagsregion NR-21 wird hingegen aufgelöst, wodurch die sizilianische Station Palermo der Niederschlagsregion NR-22/18, die östlichen Stationen des süditalienischen Festlands der NR-17/15 zugeordnet werden. Im Frühling kommt es zu einer weiteren Ausdehnung der NR-22/18 in Richtung Osten, sodass auch die Station Brindisi, die im Herbst noch die Referenzstation von NR-21 gebildet hat, in deren Einflussbereich fällt. Somit ist über die Niederschlagsperiode hinweg eine systematische Verschiebung der Niederschlagsregion 22/18 in Richtung Osten zu beobachten. Ein Grund dafür könnte die unterschiedliche Ausprägung der subtropischen Hochdruckzelle im östlichen und westlichen Mittelmeer sein. Gegen Ende September verliert das Azorenhoch im westlichen Mittelmeergebiet gegenüber der Westwinddrift langsam an Einfluss, wohingegen der Einfluss des Subtropenhochs im östlichen Mittelmeerraum bis in den Spätherbst hinein persistent ist (ENDLICHER 2000). Die südliche Lage der Westwinddrift setzt sich von Westen her erst mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung durch, sodass die Niederschlagsregion NR-22/18 in den analysierten Jahreszeiten als Übergangsregion zwischen den Einflussbereichen der Westwinddrift auf der einen, und der Hochdruckzellen auf der anderen Seite angenommen werden kann. NR-22/18 weist dabei ein typisches Niederschlagsregime der winterfeuchten Subtropen auf. Die Maxima der mittleren Anzahl der Niederschlagstage (30.9 Tage) sowie der saisonalen Niederschlagssummen (154.0mm) liegen jeweils im Winter vor, da zu dieser Jahreszeit das Niederschlagsgeschehen durch autochthone Zyklonen bestimmt wird (ENDLICHER 2000). Des Weiteren ist diese Region durch eine hohe Variabilität und Intensität der Niederschläge gekennzeichnet, wobei die höchste Niederschlagsintensität im Herbst erreicht wird. Ein Phänomen, das jedoch in den beiden Übergangsjahreszeiten Einfluss auf den Niederschlag in dieser Region hat, ist die meridionale Ausrichtung der Höhenströmung, wodurch der aus Süden kommende Schirokko im Südtau des Apennins für heftige Niederschläge sorgen kann (ENDLICHER 2000). Daraus folgt, dass die Niederschlagsregion NR-21, die im Herbst im Bereich des süditalienischen Festlands eine eigenständige Niederschlagsregion bildet, durchweg höhere Werte bei den untersuchten Variablen aufweist, als die im westlichen Mittelmeerraum zentrierte NR-21 (vgl. Abb. 5).



Abbildung 6: Gleiche Darstellung wie Abbildung 4 für den zentralen Mittelmeerraum.

Entlang der dalmatinischen Adriaküste zeichnet sich ein ähnliches Bild ab wie im Bereich der norditalienischen Niederschlagsregionen. Im Norden liegt das Niederschlagsmaximum im Herbst vor und verschiebt sich mit Lage der Westwinddrift in den südlicheren Regionen in den Winter. Die Niederschläge sind generell höher als auf der gegenüberliegenden italienischen Seite, was vor allem auf die hier vorliegende Topographie und die Exposition der Küstenlandschaft zurückzuführen ist. Die warmfeuchten Luftmassen, die im Vorderseitenbereich der Zyklonen aus südwestlichen Richtungen senkrecht auf die dalmatinische Küste treffen, werden entlang der steil ansteigenden Küstengebirge zum Aufsteigen gezwungen, wodurch erhebliche Niederschlagsmengen in kurzer Zeit fallen können (ENDLICHER 2000). So liegen die mittleren saisonalen Niederschlagsmengen in der Niederschlagsregion NR-12/11 (RS: Gospic) in allen Jahreszeiten im Bereich von ca. 400mm, wobei im Herbst (472.1mm) wesentlich höhere, im Frühjahr (379.7mm) etwas geringere Werte erreicht werden. Die Niederschläge im Herbst fallen dabei gerade mal an 34.9 Tagen, was im saisonalen Vergleich dem Minimum entspricht. Die Folge davon ist eine sehr hohe Niederschlagsintensität mit einem Wert von knapp 50.0mm für das 99. Perzentil. Die geringste Niederschlagsintensität (90%: 5.5mm; 95%: 10.6mm; 99%: 20.8mm) weist in dieser Region der Winter auf, da hier die Anzahl der Niederschlagstage im Mittel am größten ist. Selbst in extrem regenreichen Wintern, in denen

an etwa zwei Drittel aller Tage Niederschlag fällt, übersteigen die Niederschlagsmengen nicht die Werte des Herbsts, sodass die Niederschlagsintensität im Winter nur halb so hohe Werte erreicht wie im Herbst (vgl. Abb. 5). Im jahreszeitlichen Verlauf zeigt sich für die Monate von September bis Mai ein relativ ausgeglichenes Bild mit ausreichend Niederschlägen in allen Monaten, wobei vor allem die Monate zwischen Oktober und Dezember sehr hohe Niederschläge verzeichnen (vgl. Abb. 6). Eine Besonderheit dieser Niederschlagsregion ist, dass sich diese im Herbst und Winter, unterbrochen durch die im Süden folgende Niederschlagsregion NR-14/13, weiter südlich an der albanischen Mittelmeerküste fortsetzt, während dieser Bereich im Frühjahr der Region um Lastovo zugeordnet wird. Die Station Tirana weist allerdings in allen drei Jahreszeiten eine sehr geringe maximale Ladung auf, unabhängig davon, welcher Region sie zugeordnet wird, wodurch auf eine tiefgründigere Analyse der variablen Zuordnung dieser Station verzichtet wird.

Die Niederschlagsregion NR-14/13 im Süden Kroatiens weist über alle drei Jahreszeiten wesentlich geringere Werte auf als die nördlichen Gebiete um Gospic. Obwohl sich das Maximum in dieser Region mit der Westwinddrift bereits in den Winter hinein verschoben hat, empfängt der Süden Kroatiens nicht einmal annähernd die Niederschläge, die zu dieser Jahreszeit im Norden fallen. In den beiden anderen Jahreszeiten liegt der mittlere saisonale Niederschlag sogar unter 50% der Niederschlagsmengen von NR-12/11. Ein starker Gegensatz zeigt sich auch bei der Anzahl der Niederschlagstage. Im Durchschnitt regnet es im Süden zu jeder Jahreszeit 10 Tage weniger als im nördlichen Bereich der dalmatinischen Mittelmeerküste. Selbst im Winter, in dem die südliche Region im saisonalen Vergleich ihr Maximum aufweist, ist das absolute Maximum der Anzahl der Niederschlagstage (44 Tage) nur unwesentlich größer als die durchschnittliche Anzahl an Regentagen im Norden (42.8 Tage). Ein zweigeteiltes Bild zeigt sich bei der Betrachtung der Niederschlagsintensität. Während die Werte für das 75. und 90. Perzentil im Winter die höheren Werte aufweist, liegen die Werte für das 95. und 99. Perzentil im Herbst über denen des Winters. Grund dafür ist, dass der Frühherbst noch weitestgehend unter dem Einfluss der subtropischen Hochdruckzelle steht, sodass zu dieser Zeit kaum Niederschlagsereignisse stattfinden. Erst im weiteren Verlauf des Jahres kommt es mit dem Einsetzen einer eher meridional geprägten Zirkulation zu einer verstärkten

Zyklogenese und somit zu vermehrten Niederschlagsereignissen, wobei diese aufgrund der stark mit Wasserdampf angereicherten Luft mitunter extrem ausfallen können. Im Winter, wenn die Westwinddrift das Niederschlagsgeschehen in dieser Region prägt, kommt es dagegen zu häufigeren, allerdings durch die Abnahme der Meerestemperaturen weniger stark ausgeprägten Niederschlagsereignissen. Im Frühjahr, wenn die Zyklogenese im Golf von Genua ihr Maximum aufweist, bleibt die Anzahl der Niederschlagstage auf einem ähnlichen Niveau wie im Winter, allerdings mit geringeren Niederschlägen. Ein weiterer Grund, der sich allgemein reduzierend auf das Niederschlagsgeschehen aller Jahreszeiten auswirkt, ist die Exposition der verschiedenen Stationen. Die Stationen der Region um Lastovo liegen überwiegend auf vorgelagerten Inseln wodurch keine orographischen Hindernisse den Niederschlag intensivieren. Des Weiteren sind die Stationen nach Süden hin ausgerichtet, sodass diese schräg zur Hauptwindrichtung niederschlagsbringender Wetterlagen angeordnet sind. Gleiches gilt für die Station Split am Festland. Hier kommt es außerdem erst weiter im Hinterland zu einem, im Vergleich zu den nördlichen Regionen, eher gemäßigten Anstieg der Topographie, wodurch die Niederschläge, die auf den orographischenhebungseffekt zurückzuführen sind, eine wesentlich geringere Intensität aufweisen als an den steil abfallenden Küsten Nordkroatiens.

Während sich die Exposition im Bereich der dalmatinischen Küste, aufgrund einer meist homogenen Orientierung, überwiegend auf die Niederschlagsmengen der jeweiligen Region modifizierend auswirkt, beeinträchtigt diese in den griechischen Gebieten auch die Niederschlagswahrscheinlichkeit. Abhängig von der jeweils vorherrschenden Wetterlage kommt es in den windzugewandten Regionen teils zu erheblichen Niederschlägen, während die Gebiete mit einer diametral exponierten Küste niederschlagsfrei bleiben. So erhält der Westen Griechenlands seine Niederschläge größtenteils durch Frontal- bzw. Leezyklonen, die durch die vorherrschende Strömung der Westwinddrift nahezu senkrecht auf die südwestexponierte Küste treffen. Der Osten hingegen profitiert vor allem von stark ausgeprägten Tiefdruckgebieten in der Region um Zypern, wodurch feuchtwarme Luftmassen aus Südosten entlang der ägäischen Küste für Niederschläge sorgen (XOPLAKI ET AL. 2000). Dabei wird das Niederschlagsverhalten der Regionen im Bereich des griechischen Festlands durch das komplexe Relief des Pindos-

Gebirges geprägt (MAHERAS & ANAGNOSTOPOULOU 2003). Folglich erhalten die west-exponierten Hänge des Pindos generell höhere Niederschlagsmengen als die im Leebereich liegenden Regionen Thessalien und Makedonien. Dies zeigt sich insbesondere im Herbst, in dem die ostexponierten Stationen Nordgriechenlands (NR-17/15; RS: Larissa) eine kleine eigenständige Niederschlagsregion bilden, die in Relation zu den beiden anderen griechischen Regionen im Mittel zwar die höchste Anzahl an Niederschlagstagen (29.1 Tage), aber auch die geringsten Niederschlagsmengen (124.6mm) aufweist. Als Folge dieses Umstands nimmt auch die Niederschlagsintensität dieser Region im regionalen Vergleich die geringsten Werte an (90%: 4.1mm; 95%: 8.3mm; 99%: 21.4mm). Im weiteren Verlauf der Niederschlagsperiode kommt es zu einer im Winter nach Westen, im Frühjahr nach Süden gerichteten Expansion von NR-17/15, wodurch die Stationen der herbstlichen NR-21 im Winter, sowie die Stationen von NR-19 im Frühjahr der Niederschlagsregion 17/15 zugeordnet werden. Somit umfasst NR-17/15 im Frühjahr den kompletten nördlichen und zentralen Teil Griechenlands. Aufgrund der stark variierenden Zusammensetzung dieser Region gestaltet sich der saisonale Vergleich des Niederschlagsgeschehens schwierig. Da die Lage der Maxima und Minima der untersuchten Variablen jedoch Übereinstimmungen mit denen der anderen Regionen Griechenlands aufweist (vgl. Abb. 6), können alle Niederschlagsregionen Griechenlands dem in dieser Region typischen Winterregenregime zugeordnet werden (vgl. XOPLAKI ET AL. 2000, MAHERAS ET AL. 2004). Unterschiede ergeben sich lediglich bei den Maxima der monatlichen Niederschlagsmengen. Während der Dezember in den nördlichen und zentralen Regionen Griechenlands der Monat mit den meisten Niederschlägen ist, verschiebt sich das Maximum von NR-13/12 in den Januar (vgl. Abb. 6).

Die Ursachen für die unterschiedliche Niederschlagsentwicklung der beiden Regionen NR-17/15 und NR-19 in den beiden Jahreszeiten Herbst und Winter sind vor allem auf das Vorherrschen unterschiedlicher Wetterlagen zurückzuführen. In Kombination mit den Meeresoberflächentemperaturen, welche vor allem Einfluss auf die Intensität der Niederschläge haben, bestimmen die Lage der Westwinddrift und der subtropischen Hochdruckzelle das Niederschlagsgeschehen im nördlich-zentralen Teil Griechenlands. XOPLAKI ET AL. (2000) zeigen auf, dass das unterschiedliche Zusammenwirken dieser

Faktoren Wetterlagen hervorrufen kann, die einerseits Niederschläge im westlichen, andererseits im östlichen Teil Griechenlands begünstigen. Eine solche Situation ist gegeben, wenn sich zum Beispiel über den Britischen Inseln eine positive (negative), und in der Region um Zypern eine negative (positive) Druckanomalie entwickelt. In der Folge kommt es durch eine überwiegend südöstliche (südwestliche) Strömung in den östlichen (westlichen) Regionen zu überdurchschnittlichen Niederschlagsereignissen während die jeweils andere Region keine Niederschläge verzeichnet. Da NR-17/15 im Winter jedoch sowohl westlich als auch östlich exponierte Stationen und im Frühjahr auch den kompletten zentralen Teil Griechenlands umfasst, muss hier eine Wetterlage vorliegen, die in ganz Griechenland eine ähnliche Niederschlagsentwicklung hervorruft. Dies ist zum Beispiel der Fall, wenn sich über dem westlich-zentralen Teil des Mittelmeers ein Tiefdrucktrog (Hochdruckrücken) ausgebildet hat. Aufgrund der hier vorliegenden Strömungsverhältnisse gelangen feuchtwarme (trockenkalte) Luftmassen aus dem westlichen Mittelmeer (kontinentalen Europa) nach Griechenland, die Niederschläge in der ganzen Region hervorrufen (verhindern).

Die Insel Kreta weist über alle Jahreszeiten hinweg eine eigenständige Niederschlagsregion (NR-13/12) mit konstanter Zusammensetzung der Stationen auf. Diese wird durch ein ausgeprägtes Winterregenregime mit maximalen Werten im Winter und minimalen Werten im Frühjahr charakterisiert. Im regionalen Vergleich liegen die Werte der untersuchten Variablen im Winter sowohl bei den maximalen (653.7mm) als auch bei den mittleren Niederschlagssummen (304.4mm) über denen der anderen Gebiete Griechenlands. Im Gegensatz dazu ist die Anzahl der Niederschlagstage von NR-13/12 (34.8 Tage) im Mittel nur etwas höher als in NR-17/15 (33.9 Tage) und deutlich geringer als in NR-19 (40.6 Tage), wobei die absoluten Maxima deutlich unter denen der beiden anderen Regionen liegen (vgl. Abb. 5). Infolgedessen weist diese Region im Winter sowohl im regionalen als auch im saisonalen Vergleich die höchste Niederschlagsintensität Griechenlands oberhalb des 90. Quantils (90%: 10.6mm; 95%: 15.7mm; 99%: 36.0mm) auf. Demgegenüber ist der Einfluss der subtropischen Hochdruckzelle in den beiden Übergangsjahreszeiten in dieser Region deutlich erkennbar, sodass sowohl die mittlere als auch die maximale Anzahl der Niederschlagstage weit unter den Werten der beiden anderen Regionen (falls vorhanden) liegen. Aufgrund des aufgeheizten Mittelmeers im

Herbst empfängt das Gebiet um Chania allerdings an zirka der Hälfte der Tage mehr Niederschlag als die Richtung Osten exponierte Region NR-17/15, während das Defizit gegenüber den westexponierten Stationen (NR-19) nicht kompensiert werden kann. Im Frühjahr, wenn der zentrale und nördliche Teil Griechenlands zu einer Region zusammengefasst werden, liegen die mittleren bzw. maximalen Werte bei den Niederschlagssummen sowie bei der Anzahl der Niederschlagstage durchweg unterhalb von NR-17/15. Besonders intensive Niederschläge sind in dieser Region bei einer ausgeprägten meridionalen Strömung der großskaligen Zirkulation zu erwarten. Dabei kommt es weniger darauf an, ob im östlichen Mittelmeerbereich ein Hoch- oder ein Tiefdruckgebiet vorherrscht, sondern vielmehr auf die Lage des Druckzentrums. So kann es auf Kreta durchaus zu erheblichen Niederschlägen kommen, wenn sich das Zentrum des Hochdruckgebiets im östlichen Mittelmeerraum nordöstlich des Schwarzen Meeres befindet, da hier feuchtwarme Luftmassen mit einer südlichen Strömungskomponente für Niederschläge in dieser Region sorgen. Im gegenteiligen Fall gelangen die feuchtwarmen Luftmassen durch eine überwiegend aus westlichen Richtungen wehende Strömung nach Griechenland. Bei dieser vorliegenden Zirkulation profitiert ganz Griechenland von den Niederschlägen, während Erstere vor allem im Süden und Westen Niederschläge generiert (XOPLAKI ET AL. 2000). Im Winter sorgen überwiegend Zyklonen, die mit der Westwinddrift aus dem westlichen Mittelmeergebiet verlagert werden, für die maximalen Niederschlagsmengen. Diese können im Bereich um Zypern einer erneuten Intensivierung unterliegen, wodurch diese einen prägenden Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen der im Folgenden vorgestellten Niederschlagsregionen des östlichen Mittelmeerraums haben können.

5.5.3 Niederschlagsregionen im östlichen Mittelmeerraum

Die Niederschlagsregion NR-6 weist über die gesamte Niederschlagsperiode eine einheitliche Zusammensetzung der Stationen auf und wird durch die Referenzstation Lissabon vertreten. Wie die anderen Regionen des östlichen Mittelmeerraums zeichnet sich NR-6 durch ein ausgeprägtes Winterregenregime aus (vgl. Abb. 8), wobei zirka 60% des gesamten Jahresniederschlags innerhalb dieser Jahreszeit fallen

(GIANNAKOPOULOS ET AL. 2010). Das absolute Minimum des Winters (105.0mm) liegt dabei im Bereich der mittleren Niederschläge der beiden Übergangsjahreszeiten (H: 91.8mm; F: 114.5mm) und der mittlere winterliche Niederschlag (300.2mm) übertrifft die absoluten Maxima von Herbst (208.5mm) und Frühling (245.5mm). Die Niederschläge gehen überwiegend auf Zyklonen zurück, die entweder aus dem Golf von Genua oder aus dem Lee des Atlas durch die Westwinddrift in diese Region verlagert und gegebenenfalls verstärkt werden, oder auf Zyklonen, die sich in der Region um Zypern gebildet haben (GOLDREICH 2003). Beide Arten zeigen sich besonders niederschlagsintensiv, wenn die Zentren der Tiefdruckgebiete in einem Sektor westlich bis nördlich vor Zypern liegen, sodass feuchtwarme maritime Luftmassen durch eine südliche bis westliche Strömung Richtung Zypern verlagert werden (KOSTOPOULOU & JONES 2007b). Die beiden Autoren analysierten außerdem die Häufigkeit verschiedener Wetterlagen im Hinblick auf Temperatur und Niederschlag, sowie deren Einfluss auf das Wettergeschehen im östlichen Mittelmeerraum (KOSTOPOULOU & JONES 2007a). Hierbei zeigt sich, dass die Wetterlagen, die im Bereich von Zypern für teils heftige Niederschläge sorgen können, in den beiden Übergangsjahreszeiten wesentlich seltener auftreten als im Winter. Infolgedessen regnet es im Winter (35.6 Tage) im Mittel an mehr Tagen als in den beiden Übergangsjahreszeiten zusammen (H: 13.0 Tage; F: 18.1 Tage). Auch die winterliche Niederschlagsintensität liegt über alle Quantile hinweg deutlich über den Werten der beiden anderen Jahreszeiten (vgl. Abb. 7). Im Vergleich der beiden Übergangsjahreszeiten wird ersichtlich, dass die vorherrschenden Wetterlagen im Frühling zwar seltener extreme, aber stets gemäßigte Niederschläge in Zypern hervorrufen. Im Gegensatz dazu ist die dominierende Wetterlage im Herbst durch ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet im Golf von Genua gekennzeichnet. Da sich allerdings der Einfluss des osteuropäischen Hochdruckgebiets bis nach Zypern hin durchsetzt, bleibt Zypern bei dieser Konstellation weitestgehend niederschlagsfrei. Wenn das Hochdruckgebiet in dieser Region jedoch an Einfluss verliert, verschiebt sich das Regenband von der dalmatinischen Küste weiter nach Osten, sodass sich auch in Zypern teils heftige Niederschlagsereignisse ereignen können (KOSTOPOULOU & JONES 2007b). Die Box-Whisker-Plots in Abbildung 7 unterstützen diese Thesen. Während der Frühling im Vergleich zum Herbst durchweg höhere saisonale Niederschlagswerte sowie eine höhere Anzahl an Niederschlagstagen aufweist, liegt bei der Niederschlagsintensität ein zweigeteiltes Bild vor. So liegen die Werte

der niedrigeren (höheren) Quantile im Frühjahr (Herbst) über den Werten der anderen Übergangsjahreszeit.

Für Israel ergeben sich durch die s-modale PCA vier Niederschlagsregionen für Herbst und Winter sowie zwei Regionen für den Frühling, wobei es zwischen den Jahreszeiten zu Verschiebungen der Regionen kommt. Im Frühjahr erstreckt sich die nördliche Region (NR-2) bis in den Norden der Negev, während die südliche Niederschlagsregion NR-7 den südlichen Teil der Negev umfasst. Im Winter umfasst die Niederschlagsregion NR-2 nur die nördlichen Stationen Israels. Der zentrale Bereich wird in eine westliche, unter maritimen Einfluss stehende Region (NR-9) und eine östliche, eher kontinentale Region (NR-15) unterteilt, während die südliche Region eine Ausdehnung nach Norden erfährt. Im Herbst expandiert NR-2 keilförmig in Richtung Südwest, sodass diese Region die östliche und westliche Region im zentralen Bereich Israels trennt. Dabei beschränkt sich der maritime Einfluss auf die direkt an der Küste liegenden Stationen, wohingegen die weiter im Hinterland liegenden Stationen der winterlichen NR-9 der nördlichen Region zugeordnet werden. Auch der Bereich der nördlichen Negev-Region fällt wie im Frühjahr in die Niederschlagsregion 2. Somit sind die beiden Regionen NR-2 und NR-7 in allen drei Jahreszeiten durch die Referenzstationen Safed (NR-2) und Beer-Sheva vertreten, während die Regionen NR-9 (Tel Aviv) und NR-15 (Jerusalem) nur im Herbst und Winter als Referenzstation auftreten.

Israel ist geprägt durch eine generelle Abnahme der Niederschläge von Nord nach Süd, da das Zyperntief in dieser Region mit abnehmenden Breitengrad immer mehr an Einfluss verliert (ENDLICHER 2000). Das Zyperntief ist dabei der maßgebliche Faktor bei der Betrachtung des Niederschlagsverhaltens in Israel, da zirka 90% aller Niederschläge auf dieses Druckgebilde zurückzuführen sind (GOLDREICH 2003). Von entscheidender Bedeutung ist dabei die Lage des Zentrums des Zyperntiefs, da, je nach Lage, unterschiedliche Regionen von dessen Niederschlägen profitieren (SAARONI ET AL. 2010). Maximale Niederschläge sind vor allem in Nordisrael zu erwarten, wenn ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet nördlich oder südlich von Zypern positioniert ist, sodass eine westliche bis südwestliche Strömungskomponente des Windes vorliegt. Liegt das Zentrum des Tiefs jedoch westlich von Zypern sorgen Winde aus südlicher Richtung im gesamten Raum für sehr trockene Verhältnisse. ENDLICHER (2000) beschreibt auch einen abnehmenden

Niederschlagsgradienten von der Küste in Richtung Hinterland, der allerdings durch das komplexe Relief überprägt werden kann, sodass die Niederschläge im bergigen Hinterland durchaus die Werte der Küste erreichen, größtenteils sogar übertreffen können.

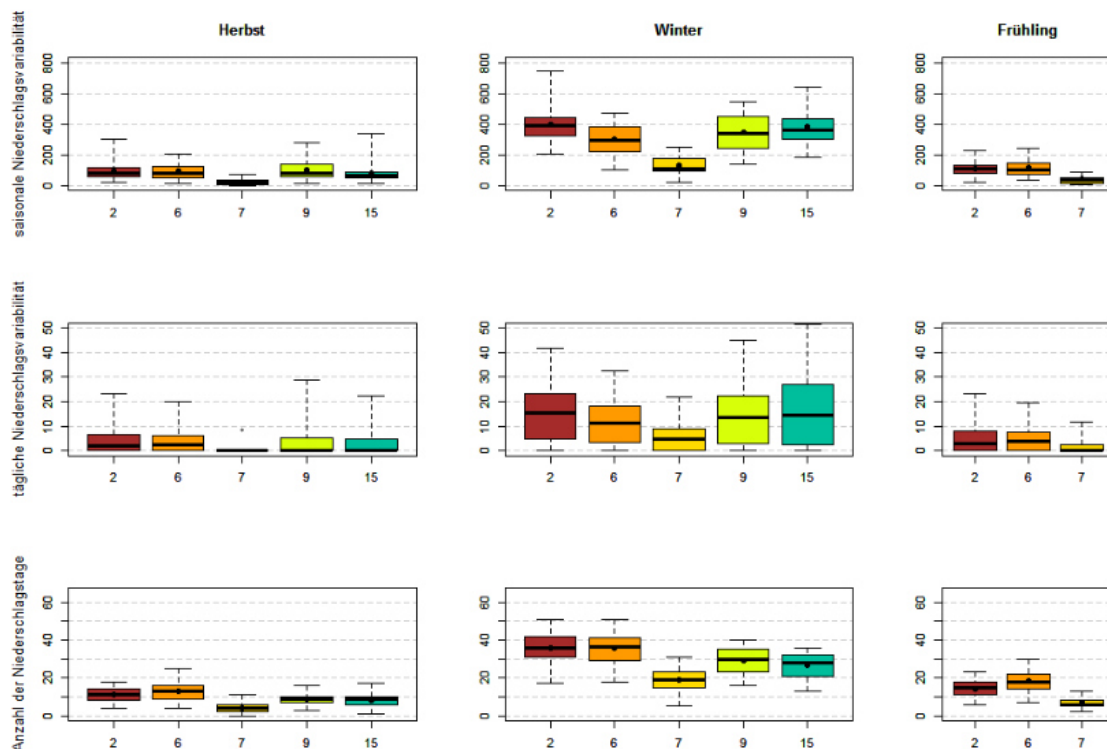


Abbildung 7: Gleiche Darstellung wie Abbildung 3 für den östlichen Mittelmeerraum.

Eine regelrecht sprunghafte Abnahme der Niederschläge ist in Israel dort zu beobachten, wo die Küstenlinie in eine breitenkreisparallele Richtung umschwenkt (ENDLICHER 2000). Da in dieser Region auch das Relief langsam Richtung Süden ausstreicht, kommt es hier zu keinen topographisch induzierten Niederschlägen. Lediglich Zyperntiefs, deren Zentren östlich vor Zypern verortet sind, oder tropische feuchtwarme Luftmassen, die durch Zyklonen im Bereich des Roten Meers in diese Region verlagert werden, sorgen hier für sporadische Niederschlagsereignisse. In dieser vollariden Region befindet sich die Negev-Wüste, die ca. 60% der Staatsfläche einnimmt.

Ein großes Problem stellt im gesamten Gebiet die hohe Niederschlagsvariabilität dar. In sehr trockenen Jahren setzen die Niederschläge bereits Anfang Mai aus, während sich in feuchten Jahren Niederschläge auch noch im Juni ereignen können (ENDLICHER

2000). Der wesentliche Faktor, der für die hohe Variabilität der Niederschläge verantwortlich ist, ist die Ausprägung der mediterranen Oszillation (MO), wobei regenreiche (regenarme) Jahre mit einer positiven (negativen) Ausprägung einhergehen (z.B. KUTIEL ET AL. 1996, KRICHAK ET AL. 2000, DÜNKELOH & JACOBET 2003). Definiert wird die mediterrane Oszillation durch die Druckunterschiede im westlichen und östlichen Mittelmeerraum (CONTE ET AL. 1989). Einen entscheidenden Einfluss übt die Mediterrane Oszillation dabei auf Lage, Frequenz und Ausprägung der Zypernzyklonen aus. Nahezu 50% der Niederschlagsvariabilität in der Levante-Region können anhand dieser Eigenschaften erklärt werden (SAARONI ET AL. 2010).

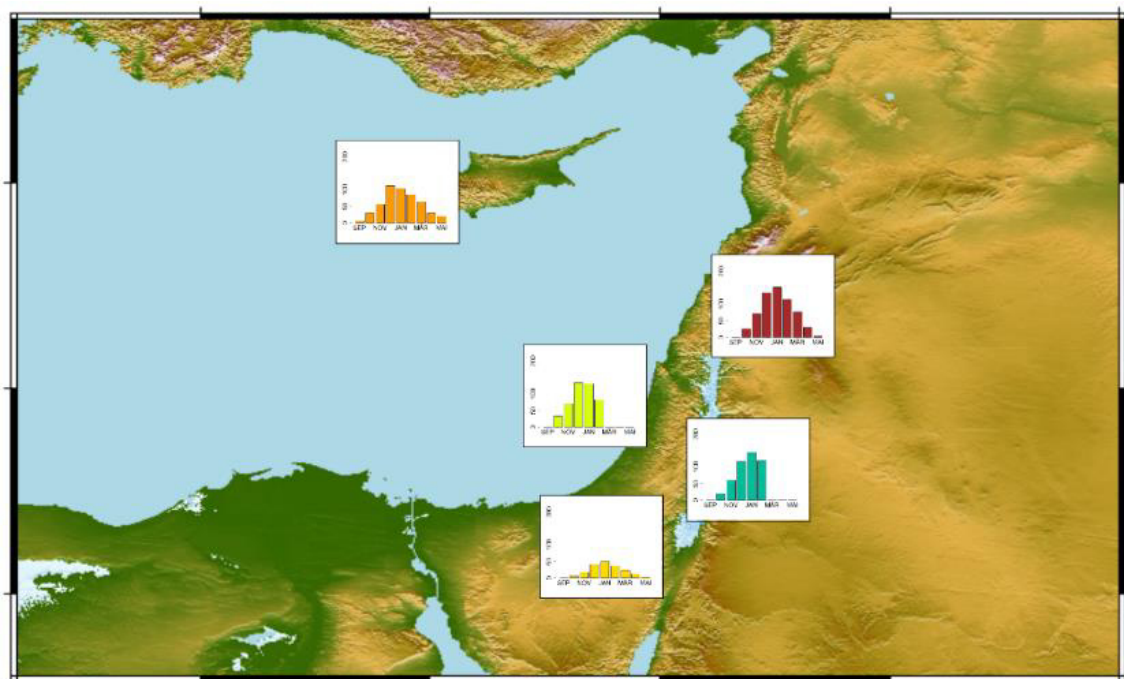


Abbildung 8: Gleiche Darstellung wie Abbildung 4 für den östlichen Mittelmeerraum.

Die mittleren Niederschläge (Abb. 7 oben bzw. Abb. 8) der israelischen Niederschlagsregionen stellen die Niederschlagsverhältnisse der Levante gut dar. Der Norden (NR-2) weist im Winter die höchsten mittleren Niederschläge aller Regionen auf (H: 98.3mm; W: 401.5mm; F:111.3mm), während im Herbst die Küstenregionen um Tel Aviv (NR-9) im Mittel höhere Niederschläge erhalten (H: 104.1mm; W: 347.7mm). Dieses herbstliche Maximum geht vor allem auf lokale konvektive Prozesse zurück, die durch den Land- Meer-Gegensatz hervorgerufen werden, da der Einfluss der Westwinddrift erst gegen

Ende des Jahres spürbar wird. Diese kleinskaligen Prozesse treten allerdings in den Hintergrund, wenn durch die Verlagerung der Westwinddrift die Zyklogenese im östlichen Mittelmeerraum ihr Maximum erreicht, sodass im Winter der meridionale Niederschlagsgradient in der Levante-Region vollständig ausgeprägt ist. Gleiches zeigt sich auch beim Vergleich der beiden zentralen Niederschlagsregionen. NR-15 liegt mit 81.9mm Niederschlag im Herbst deutlich unterhalb des Werts von NR-9, da sich die kleinräumigen Prozesse nicht bis ins Hinterland durchsetzen können. Im Winter, wenn die feuchten Luftmassen an der Westseite des Berglandes gestaut werden, empfängt NR-15 (382.0mm) höhere Niederschläge als die Küstenregion. Diese Niederschläge können zu dieser Jahreszeit durchaus heftig ausfallen, was sich anhand der Niederschlagsintensität (Abb. 7 Mitte) belegen lässt. Die Werte des 95. und 99. Quantils im Winter sind die höchsten Werte des gesamten Mittelmeerraums. Dagegen weist der Süden (NR-7) über alle Jahreszeiten hinweg die geringsten Werte aller Variablen im Mittelmeerraum auf. Sowohl die mittlere Anzahl der Niederschlagstage (H: 4.0 Tage; W: 18.8 Tage; F: 6.7 Tage) als auch die Niederschlagsmengen (H: 23.9mm; W: 128.7mm; F: 40.0mm) pro Jahr liegen für diese Region im Bereich bzw. weit unterhalb der winterlichen Werte der anderen Regionen Israels. Die beiden Niederschlagsregionen Israels, die in allen Jahreszeiten vertreten sind, weisen für das Frühjahr jeweils höhere Werte auf als im Herbst. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Zyklogenese im Bereich des nördlichen Afrikas zu dieser Jahreszeit ihr Maximum aufweist. Mit der Westwinddrift werden die dort entstandenen Zyklonen entlang der afrikanischen Küste in die Levante-Region verlagert, in der diese vermehrt für Niederschläge sorgen (ENDLICHER 2000). Da diese jedoch seltener die Levante-Region erreichen als die Zyklonen nördlichen Ursprungs (Golf von Genua, Adria), können die Defizite des Winters nicht kompensiert werden, sodass hier für alle Niederschlagsregionen ein ausgeprägtes Winterregenregime vorliegt. Gleiches ist auf Abbildung 8, auf der die mittleren monatlichen Niederschläge dargestellt sind, zu erkennen. Alle Regionen weisen hier ihre Maxima im Winter auf, wobei es bei der Lage des Maximums zu Verschiebungen innerhalb der Saison zwischen den maritim geprägten (NR-6; NR-9) und den eher kontinental geprägten Regionen (NR-2; NR-7; NR-15) kommt. Es fällt auf, dass das Maximum bei den küstennahen Regionen bereits im Dezember auftritt, während dieses bei den Regionen im Hinterland erst im Januar zu beobachten ist. Möglicherweise kommt es in den küstennahen Regionen im Frühwinter zu

einer Überlagerung der Niederschläge, die einerseits auf kleinskalige konvektive Prozesse, andererseits auf die Zyklagenese zurückzuführen sind.

6. Einflussgrößen der großskaligen Zirkulation auf das Niederschlagsgeschehen im Mittelmeerraum

6.1 Datengrundlage

Für die Abschätzung extremer Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum werden verschiedene Variablen des NCEP/NCAR Reanalysedatensatzes (KALNAY ET AL. 1996, KISTLER ET AL. 2001) als Prädiktoren herangezogen. Dieser Datensatz wurde vom National Centers for Environmental Prediction (NCEP) in Kooperation mit dem National Center for Atmospheric Research (NCAR) erstellt und seit der Veröffentlichung Mitte der 1990er Jahre stetig erweitert und, wenn möglich, korrigiert (KISTLER ET AL. 2001). Ein wesentlicher Vorteil dieses Reanalysedatensatzes im Vergleich zu anderen besteht darin, dass die täglich aufgelösten Daten der verschiedenen Variablen bis in das Jahr 1948 zurückreichen, wodurch eine umfassende Beschreibung des Zustands der Atmosphäre über mehr als 60 Jahre gegeben ist. Die räumliche Auflösung basiert dabei horizontal auf einem $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter, sodass die Erdoberfläche durch insgesamt 10512 Gitterboxwerte erfasst wird, während das vertikale Profil der Atmosphäre anhand von 12 Höhengniveaus bei den zirkulationsdynamischen bzw. 8 Höhengniveaus bei den thermodynamischen Variablen repräsentiert wird.

Die Grundlage des NCEP/NCAR Reanalysedatensatzes stellen dabei zahlreiche Beobachtungen unterschiedlicher Plattformen (z.B. Wetterstationen, Satelliten, Radiosonden, etc.) sowie Modellrechnungen, die insbesondere in schwer zugänglichen, und somit kaum durch Messungen abgedeckten Regionen zum Tragen kommen. Des Weiteren gewinnen Modellrechnungen an Bedeutung, wenn die Variablen durch indirekte Messungen ermittelt werden, da direkte Messungen nicht bzw. noch nicht möglich waren (KALNAY ET AL. 1996). Die Autoren verweisen ausdrücklich darauf, dass die Modellrechnungen die Realität nur in begrenztem Maße wirklichkeitsgetreu wiedergeben können. Infolgedessen werden die Variablen des Reanalysedatensatzes, basierend auf dem Verhältnis zwischen modellierten und beobachteten Daten, hinsichtlich ihrer Vertrauenswürdigkeit in drei Kategorien eingeteilt. Variablen, die sich überwiegend auf Beobachtungen stützen, gelten als vertrauenswürdig (Kategorie A), während Variablen,

die ausschließlich auf Modellrechnungen beruhen, als zweifelhaft angesehen werden (Kategorie C). Variablen, die nur temporär oder regional durch Beobachtungen abgedeckt sind und durch Modellrechnungen ergänzt werden, werden als bedingt vertrauenswürdig eingestuft (Kategorie B). Ein weiterer Faktor, der im Umgang mit den Reanalysedaten berücksichtigt werden muss, ist die Entwicklung verschiedener Beobachtungsplattformen seit Beginn der Zeitreihe, wodurch es innerhalb des Datensatzes zu Sprüngen kommt, die nicht auf natürliche Prozesse zurückzuführen sind. Ein Beispiel dafür ist die Einführung der satellitengestützten Wetterbeobachtung gegen Ende der 70er Jahre des letzten Jahrhunderts, wodurch erstmals eine flächendeckende Messung einiger Variablen möglich wurde (KISTLER ET AL. 2001).

WILBY & WIGLEY (2000) stellten in ihrer Arbeit eine Übersicht über die Auswahl der Prädiktoren für die Niederschlagsabschätzung zusammen, die in unterschiedlichen Publikationen berücksichtigt wurden. Dabei stellten sie fest, dass vor allem zirkulationsdynamische Variablen im Rahmen des statistischen Downscalings verwendet wurden, wenngleich einige Autoren auch diverse thermodynamische Variablen in ihre Berechnungen mit einbezogen haben. Die Autoren testeten daraufhin verschiedene thermo- und zirkulationsdynamische Variablen hinsichtlich ihrer Aussagekraft bei der Abschätzung von Niederschlagsereignissen ausgewählter Stationen in Nordamerika und kamen zu der Schlussfolgerung, dass beide Kategorien durchaus verlässliche Ergebnisse liefern. Da die einzelnen Prädiktoren über Raum und Zeit variieren können (HUTH 1999), werden für die nachstehenden Analysen sowohl mehrere thermo- als auch zirkulationsdynamische Variablen des NCEP/NCAR Reanalysedatensatzes berücksichtigt, um so ein möglichst umfassendes Bild der Atmosphäre in die Berechnungen mit einzubeziehen.

Die Auswahl ist dabei von den in den globalen generalisierten Zirkulationsmodellen (General Circulation Models, GCMs) zur Verfügung gestellten Variablen abhängig, da sich diese von Modell zu Modell unterscheiden können. Aus diesem Grund werden von vornherein nur Prädiktorvariablen berücksichtigt, die von allen Zirkulationsmodellen des CMIP5 wiedergegeben werden können. Um die Auswirkung advektiver Prozesse der Atmosphäre bei der Abschätzung von Niederschlagsextremen im Mittelmeerraum zu erfassen, stellen die geopotentiellen Höhen (hgt) sowie die zonale (uwnd) und meridionale

(vwnd) Windkomponente die zirkulationsdynamischen Variablen dar. Aufgrund der flächendeckenden Erfassung dieser Variablen durch Beobachtungen über einen langen Zeitraum hinweg, werden diese als vertrauenswürdig eingestuft und fallen somit in die Kategorie A (KALNAY ET AL. 1996). Des Weiteren werden die thermodynamischen Prozesse durch die relative (r_{hum}) und spezifische ($shum$) Feuchte beschrieben, da sowohl die Niederschlagswahrscheinlichkeit als auch die Niederschlagsmengen im Wesentlichen von dem Feuchtigkeitsgehalt der Luftmassen abhängig sind. Die spezifische Feuchte, welche die Masse des Wassers in einer bestimmten Masse feuchter Luft beschreibt, ist dabei besser für die Abschätzung von Niederschlagsmengen geeignet, während die relative Feuchte, welche den vorliegenden Wasserdampfdruck in Relation zum Sättigungsdampfdruck des Wassers in einem Luftpaket beschreibt, für Abschätzungen der Niederschlagswahrscheinlichkeit repräsentativer ist (HERTIG & JACOBET 2008). Obwohl die Feuchtevariablen des NCEP/NCAR Reanalysedatensatzes durch Beobachtungen gestützt werden, sind diese dennoch stark von den Berechnungen des verwendeten Modells abhängig und werden somit als bedingt vertrauenswürdig eingestuft (KALNAY ET AL. 1996). Die Einstufung als Variablen der Kategorie B ist vor allem auf Lücken (sowohl zeitlich als auch räumlich) in den Beobachtungsdatensätzen der Südhemisphäre zurückzuführen, wohingegen die Nordhemisphäre relativ gut durch eine flächendeckende Beobachtung repräsentiert wird (KISTLER ET AL. 2001). Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit den beiden Feuchtevariablen durchaus eine relativ hohe Aussagekraft zugesprochen.

Die Auswahl der geeigneten Prädiktoren zur Abschätzung extremer Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum basiert überwiegend auf der Three-Step Censored Quantile Regression (TSCQR) sowie dem daraus resultierenden Censored Quantile Verification Skill Score (CQVSS), der zur Abschätzung der Güte des Modells herangezogen wird. In den folgenden Abschnitten werden zuerst die methodischen Grundlagen dieses Ansatzes näher erläutert, bevor eine ausführliche Beschreibung der unterschiedlichen Schritte der Prädiktorensélection folgt.

6.2 Statistische Grundlagen der Prädiktorenselktion

Da die täglichen Niederschlagssummen keiner Normalverteilung unterliegen, können diese nicht anhand einer gewöhnlichen linearen Regression abgeschätzt werden. Allerdings gibt es in der Literatur auch keine Übereinkunft darüber, welche Verteilung für diese Art von Prädiktanden am besten geeignet wäre. Ein weiteres Problem, welches sich bei der Analyse täglicher Niederschlagssummen ergibt, ist, dass diese einer gemischten Form aus diskreter und kontinuierlicher Verteilung unterliegen, da Niederschläge nur positive Werte annehmen können (FRIEDERICHS & HENSE 2007). Somit werden in der Literatur unterschiedliche Ansätze verfolgt, um tägliche Niederschlagssummen zu beschreiben.

Eine Methode, die von KOENKER & BASSETT (1978) entwickelt und im weiteren Verlauf für zensierte Variablen, wie zum Beispiel tägliche Niederschlagssummen, erweitert wurde, bezieht sich auf die Abschätzung bestimmter Quantile der Prädiktanden ([Censored] Quantile Regression, [C]QR). Dieser Ansatz wurde von CHERNOZHUKOV & HONG (2002) aufgegriffen und weiterentwickelt, wodurch eine auf drei Schritten basierende zensierte Quantilregression entstanden ist (Three-Step Censored Quantile Regression, TSCQR). Der Erste, der die CQR auf meteorologische Fragestellungen angewendet hat, war BREMNES (2004), der versuchte, Niederschlagsvorhersagen für eine Station in Norwegen zu treffen. Hier wird vor der eigentlichen zensierten Quantilregression anhand eines binären Modells die Wahrscheinlichkeit berechnet, auf deren Basis ein vorher festgelegtes Quantil abgeschätzt werden kann (KOENKER & HALLOCK 2001).

Die Berechnung der Wahrscheinlichkeit ist ebenso ein elementarer Bestandteil der TSCQR und repräsentiert dabei den ersten Schritt dieser Methode, auf dessen Basis die erste Teilstichprobe extrahiert wird. Die TSCQR wurde von FRIEDERICHS & HENSE (2007) zur Abschätzung von extremen Niederschlägen an ausgewählten Standorten in Deutschland angewendet. Die beiden Autoren verglichen auch die Ergebnisse der zensierten Quantilregression (CQR) und der dreistufigen Quantilregression (TSCQR) und kamen zu dem Schluss, dass beide Methoden in etwa die gleichen Ergebnisse liefern, die TSCQR allerdings wesentlich weniger rechenintensiv ist als die CQR, weshalb in dieser Arbeit auf diese Form der Quantil-Regression zurückgegriffen wird.

Um die Qualität des Modells gegenüber der vorliegenden Klimatologie zu beschreiben, entwickelten FRIEDERICHS & HENSE (2007) ein Gütemaß (Censored Quantile Verification Skill Score, CQVSS), welches auf verschiedenen Annahmen der TSCQR basiert. Anhand des CQVSS werden im Folgenden sowohl die geeignetsten Höhenniveaus als auch die optimale Gittergrößen ermittelt, bevor im Anschluss die bestmöglichen Variablenkombinationen und deren signifikanten Variationszentren für die Abschätzung extremer Niederschläge der Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum bestimmt werden. Im weiteren Verlauf werden schließlich auch die Modellkalibrierung und die Zukunftsabschätzung anhand der TSCQR durchgeführt.

Die folgenden Abschnitte über die Funktionsweise der TSCQR und die Definition des CQVSSs orientieren sich dabei weitestgehend an der Arbeit von FRIEDERICHS & HENSE (2007). Dies bezieht sich insbesondere auf die strukturelle Gliederung sowie die angeführten Formeln und deren Erläuterungen der nachstehenden Unterpunkte.

6.2.1 Three-Step Censored Quantile Regression (TSCQR)

Die TSCQR untergliedert sich in drei Rechenabschnitte, wobei der erste Abschnitt der Berechnung der Niederschlagswahrscheinlichkeit dient, während die beiden anderen auf der Basis unterschiedlicher Teilstichproben die Quantile der täglichen Niederschlagssummen abschätzen. Die Teilstichprobe im zweiten Abschnitt basiert dabei auf einer Auswahl der Tage, die eine bestimmte Niederschlagswahrscheinlichkeit überschreiten. Im dritten Abschnitt wird die Zensur (Censoring) durchgeführt, indem alle Tage aus der Zeitreihe extrahiert werden, die nach den Berechnungen im zweiten Abschnitt einen abgeschätzten Quantilwert >0 aufweisen. Optional kann der dritte Schritt der TSCQR wiederholt werden, um so sowohl theoretisch elegante als auch praktisch anwendbare Schätzer zu konstruieren. Dieser Schritt sollte dabei nicht öfter als einmal wiederholt werden, da nur so ein effizienter Schätzer garantiert werden kann (CHERNOZHUKOV & HONG 2002). Nach der Durchführung der TSCQR erhält man die zensierten β -Koeffizienten der Prädiktoren mit denen anschließend das jeweilige Quantil des Prädiktanden abgeschätzt werden kann.

Sowohl die CQR als auch die TSCQR weisen gegenüber anderen Methoden Eigenschaften auf, die für die Berechnung von Niederschlagsextremen auf täglicher Basis von Vorteil sind. Zum einen wird jeweils nur das angestrebte Quantil des Prädiktanden abgeschätzt, wodurch nur bedingt eine Annahme über die Verteilung der abgeschätzten Variable zugrunde liegt (CHERNOZHUKOV & HONG 2002) und somit der Fehler nur als unabhängig und gleichverteilt angesehen wird, wobei diese Einschränkung durchaus aufgelockert werden kann (FRIEDERICHS & HENSE 2007). Zum anderen besitzen die quantilen Regressionsmodelle die Eigenschaft, dass diese äquivariant in Bezug auf monotone Transformationen sind, sodass die Quantile der transformierten Variable anhand der transformierten Quantile der ursprünglichen Variable abgeschätzt werden können und umgekehrt (CHERNOZHUKOV & HONG 2002).

6.2.1.1 Abschätzung der Niederschlagswahrscheinlichkeit

Für die Berechnung der Niederschlagswahrscheinlichkeit werden die vorhandenen täglich aufgelösten Niederschlagsdaten in einen binären Datensatz transformiert, der nur Aufschluss darüber gibt, ob an den besagten Tagen Niederschlag fällt oder nicht. Dabei werden alle Tage, an denen weniger als 1mm Niederschlag fällt als niederschlagsfreie Tage gewertet und mit 0 gekennzeichnet, während Tage, an denen es zu Niederschlägen kommt (>1mm), mit 1 gekennzeichnet werden. Die Einsen und Nullen können als die Wahrscheinlichkeit eines dichotomen Merkmals gewertet werden, nachdem dieses beobachtet wurde (WILKS 2011). Mithilfe der logistischen Regression soll nun ein statistischer Zusammenhang zwischen den Ausprägungen unterschiedlicher Variablen (Prädiktoren) und der Niederschlagswahrscheinlichkeit (Prädiktand) beschrieben werden. Ein wesentlicher Vorteil der logistischen Regression gegenüber linearen Regressionsmodellen, wie zum Beispiel dem REEP-Verfahren (Regression Estimation of Event Probabilities), besteht darin, dass einerseits die Annahme einer konstanten Fehlervarianz sowie der Homoskedastizität nicht verletzt werden und andererseits selbst bei extrem stark ausgeprägten Prädiktoren der Prädiktand (Niederschlagswahrscheinlichkeit) einen Wert zwischen 0 und 1 aufweist (WRIGLEY 1976). CHERNOZHUKOV & HONG

(2002) haben in ihrer Arbeit unterschiedliche Ansätze zur Berechnung der Wahrscheinlichkeit eines dichotomen Merkmals durchgeführt. Dabei stellten sie fest, dass die Wahl des Wahrscheinlichkeitsmodells nur geringe Auswirkungen auf die Qualität der Schätzer hat. Aus diesem Grund orientiert sich diese Arbeit an dem Ansatz, der sowohl von den beiden Autoren in ihrer Arbeit zur Abschätzung außerehelicher Affären als auch von FRIEDERICHS & HENSE (2007) zur Abschätzung extremer Niederschläge in Deutschland angewendet wurde. Für den ersten Schritt der TSCQR bedienen sich die Autoren eines Logit-Modells, welches sich zusammensetzt aus

$$p_i = \frac{\exp(\eta_i)}{1 + \exp(\eta_i)}, \quad (\text{F 6-1})$$

wobei

$$\eta_i = \beta_0 + \beta_{ki}x_{ki}$$

ist. Die Niederschlagswahrscheinlichkeit p_i am Tag i berechnet sich somit aus der Exponentialfunktion einer linearen Regression von k Prädiktoren mit den an diesem Tag vorliegenden Werten x_i im Verhältnis zu dem um 1 erhöhten Term. Die jeweiligen β -Koeffizienten werden dabei anhand einer Stichprobe durch die Maximierung der log-Likelihood abgeschätzt (Wilks 2007). Durch die Transformation der Exponentialfunktion erhält man ein lineares Modell für die logarithmierten Wahrscheinlichkeiten (FAHRMEIR ET AL. 2009).

$$\ln\left(\frac{p_i}{1 - p_i}\right) = \eta_i \quad (\text{F 6-2})$$

Die bedingte Wahrscheinlichkeit p_i für das Auftreten von Niederschlagsereignissen wird dabei für jeden Tag i der vorhandenen Zeitreihe berechnet, ohne dass der Datensatz in irgendeiner Form einer Zensur unterliegt (FRIEDERICHS & HENSE 2007). Daraus folgt,

dass $p = \text{prob}(Y > 0|\mathbf{X})$ ist, wobei die abgeschätzte Niederschlagswahrscheinlichkeit im weiteren Verlauf durch \hat{p} gekennzeichnet wird.

Für die Berechnung der Niederschlagswahrscheinlichkeit wird in dieser Arbeit das R-Paket glm2 (MARSCHNER 2014) im Rahmen des statistischen Open Source Programms R (R DEVELOPEMENT CORE TEAM 2003) verwendet.

6.2.1.2 Abschätzung der zensierten Quantilwerte

Die beiden folgenden Schritte der TSCQR basieren grundsätzlich auf dem Ansatz einer gewöhnlichen Quantilregression. Da es sich bei den täglich aufgelösten Niederschlagssummen allerdings um eine zensierte Variable handelt, muss das Regressionsmodell für diese Art von Variablen angepasst werden. Bevor jedoch auf die Modifizierung der Quantilregression eingegangen wird, werden zunächst die Grundzüge der gewöhnlichen Quantilregression erläutert. Die Abschätzungen für die entsprechenden Quantile τ basieren dabei im Allgemeinen auf dem linearen Modell

$$Y = \boldsymbol{\beta}_\tau^T \mathbf{X} + \boldsymbol{\gamma}^T \mathbf{X} \boldsymbol{\epsilon} \in IID, \quad (\text{F 6-3})$$

wobei $Y \in \mathbb{R}$ den univariaten Prädiktanden und $\mathbf{X} \in [1, \mathbb{R}^q]^T$ die bedingten multivariaten Prädiktoren stellen. Bei dem linearen Modell muss dabei der Achsenabschnitt mit in die Gleichung einbezogen werden, sodass der Prädiktor durch $q + 1$ Dimensionen repräsentiert wird. Somit ergeben sich für das entsprechende Quantil τ durch die Quantilregression die Koeffizienten $\boldsymbol{\beta}_\tau = [\beta_\tau^{(0)}, \dots, \beta_\tau^{(q)}]$. Um die Streuung der Ergebnisse von Stichproben zu erfassen wird der Term $\boldsymbol{\gamma}^T \mathbf{X} \boldsymbol{\epsilon}$ zur Beschreibung der Heteroskedastizität in die Gleichung eingebunden, wobei $\boldsymbol{\epsilon} \in IID$ einen unabhängigen und gleichverteilten Fehlerterm stellt. Der obere Index T zeigt lediglich an, dass es sich bei den vorliegenden Variablen um transponierte Vektoren handelt. Die Abschätzungen der Quantilregression ergeben sich schließlich aus

$$\hat{Q}_Y(\tau|\mathbf{X}) = \hat{\beta}_\tau^T \mathbf{X}. \quad (\text{F 6-4})$$

Für die Abschätzung der β -Koeffizienten zeigt sich, dass bei Variablen, die keiner Gauß'schen Verteilung unterliegen, nicht auf ein Modell zur Minimierung der kleinsten Quadrate der Residuen zurückgegriffen werden sollte. Zum einen liegt bei der Abschätzung der Quantile eine bedingt asymmetrische Verteilung der Variable vor, zum anderen ist die Methode der kleinsten Quadrate anfällig bei der Anpassung von Ausreißern, so dass vor allem Abschätzungen von extremen Quantilen qualitativ ungenügend sind (KOENKER & HALLOCK 2001). Aus diesem Grund sollte eine Methode zur Abschätzung der β -Koeffizienten gewählt werden, die weniger Gewicht auf extreme Ausreißer legt. Für diesen Fall bietet sich eine Minimierung der stückweise linearen Funktion der kleinsten absoluten Abweichungen (Least Absolute Deviation, LAD) an. Diese hat darüber hinaus den Vorteil, dass selbst bei Beobachtungen zweifelhafter Verlässlichkeit zufriedenstellende Abschätzungen durchgeführt werden können (KOENKER & BASSETT 1978). Die Abschätzung der β -Koeffizienten anhand der stückweise linearen LAD-Funktion erfolgt dabei durch

$$\hat{\beta}_\tau = \arg \min_{\beta_\tau} \sum_{i=1}^n \rho_\tau(y_i - \beta_\tau^T x_i). \quad (\text{F 6-5})$$

Betrachtet man an dieser Stelle zum Beispiel den Median einer Verteilung, kann die Summe der absoluten Residuen als Gegenstück zur Summe der quadrierten Residuen bei der Abschätzung des Mittelwerts einer normalverteilten Variable angesehen werden. Die Symmetrie der absoluten Werte führt beim Median schließlich dazu, dass die Anzahl der positiven und negativen Residuen gleich sein muss. Weicht das abzuschätzende Quantil vom Median ab, müssen die absoluten Residuen asymmetrisch gewichtet werden, das heißt unterschiedliche Gewichte für positive und negative Residuen erhalten (KOENKER & HALLOCK 2001). Diese Gewichtung wird anhand der sogenannten Checkfunktion ρ_τ vollzogen.

$$\rho_{\tau}(u) = \begin{cases} \tau u & \text{für } u \geq 0 \\ (\tau - 1)u & \text{für } u < 0 \end{cases} \quad (\text{F 6-6})$$

Da täglich aufgelöste Niederschlagssummen keine negativen Werte annehmen können und somit einer Zensur durch die Nulllinie unterliegen, muss diese Einschränkung bei der Erstellung des Modells berücksichtigt werden. Dabei ist die bereits erwähnte Eigenschaft der Äquivarianz in Bezug auf monotone Transformationen nicht-fallender Funktionen $h(\cdot)$ ein wesentliches Charakteristikum, weshalb diese Modifizierung vorgenommen werden kann. Werden Beobachtungen um einen bestimmten Betrag bzw. Faktor verschoben so bedeutet dies generell, dass sich auch der daraus resultierende Schätzwert um ebendiesen Betrag bzw. Faktor verschieben muss (RÜSCHENDORF 2014). Mathematisch lässt sich diese Eigenschaft durch die Funktion

$$Q_{h(Y)}(\tau) = h[Q_Y(\tau)] \quad (\text{F 6-7})$$

beschreiben. Daraus folgt, dass die Abschätzungen (Q) einer transformierten Variable $h(Y)$ für ein bestimmtes Quantil (τ) anhand des transformierten Quantils der ursprünglichen Variable ($h[Q_Y(\tau)]$) durchgeführt werden können. Unter Berücksichtigung dieser Umstände lassen sich die täglich aufgelösten Niederschlagssummen Y anhand eines linearen Modells (vgl. Gleichung (F 6-3)) abbilden ($Y = h(Y^* = \max(0, Y^*))$). Infolgedessen ergibt sich für die Abschätzung der zensierten Quantile

$$Q_Y(\tau|\mathbf{X}) = Q_{\max(0, Y^*)}(\tau|\mathbf{X}) = \max[0, Q_{Y^*}(\tau|\mathbf{X})]. \quad (\text{F 6-8})$$

Des Weiteren lässt sich auch die stückweise lineare LAD-Funktion aufgrund der Äquivarianz für zensierte Variablen umformulieren. Für ein bestimmtes Quantil τ muss anstelle der ursprünglichen Form der stückweise linearen LAD-Funktion (vgl. Gleichung (F 6-5)) die folgende Gleichung für die Abschätzung der β -Koeffizienten zensierter Variablen verwendet werden.

$$\hat{\beta}_{\tau} = \arg \min_{\beta_{\tau}} \sum_{i=1}^n \rho_{\tau}[y_i - \max(0, \beta_{\tau}^T x_i)] \quad (\text{F 6-9})$$

Mit Hilfe der letzten beiden Gleichungen lassen sich nun die nächsten beiden Schritte der TSCQR durchführen. Der zweite Schritt beschreibt dabei eine initiale Abschätzung der Quantile (τ) auf Basis der im ersten Schritt berechneten Niederschlagswahrscheinlichkeiten. Die Teilstichprobe S_0 , auf die die zensierte Quantilregression angewendet wird, umfasst dabei alle Tage, die eine abgeschätzte Niederschlagswahrscheinlichkeit $\hat{p}_i > (1 - \tau)$ aufweisen, sodass die Teilstichprobe durch $S_0 = \{i: \hat{p}_i = \text{prob}(Y > 0 | x_i) > 1 - \tau\}$ beschrieben werden kann.

Da es sich bei der Quantilregression um ein lineares Modell handelt, können sich bei der initialen Berechnung der Quantile durchaus Werte ergeben, die kleiner als Null sind. Aus diesen Grund muss eine zweite Teilstichprobe S_1 extrahiert werden, die alle Tage einschließt, deren initiale Abschätzung der Quantile größer sind als Null ($S_1 = \{i: \hat{\beta}_{\tau}^T x_i > 0\}$). Die Berechnung der Three-Step $\hat{\beta}_{\tau}$ -Koeffizienten anhand der Teilstichprobe S_1 repräsentiert dabei die Zensur der TSCQR. Auch nach diesem Schritt sind Abschätzungen kleiner Null weiterhin möglich, sodass der dritte Schritt optional wiederholt werden sollte, falls die Anzahl der Null-Abschätzungen ein gewisses Maß übersteigt. Wie bereits in Abschnitt 6.2.1 erwähnt wurde, raten CHERNOZHUKOV & HONG (2002) jedoch zu maximal einer Wiederholung des dritten Schritts. Nach Abschluss der Berechnungen werden die verbleibenden Quantilwerte, die unterhalb der Zensurlinie liegen, dem Wert der Zensur gleichgesetzt.

Für die Berechnungen der Three-Step Censored Quantile Regression wird in dieser Arbeit das R-Paket `quantreg` (KOENKER ET AL. 2013) im Rahmen des statistischen Open Source Programms R (R DEVELOPEMENT CORE TEAM 2003) verwendet.

6.2.2 Abschätzung der Güte eines Modells mittels geeigneter Scoring Rules

Innerhalb der Klimawissenschaften ist die Verifizierung der Abschätzungen anhand geeigneter Scoring Rules ein wichtiger Aspekt bei der Kontrolle der Qualität des aufgestellten Modells. Dabei dient die Scoring Rule zur Evaluierung einer Vorhersage in Relation zu einer Referenzperiode (FRIEDERICHS & HENSE 2007) um so die Unsicherheiten zu bestimmen, die mit einer Abschätzung einhergehen (GNEITING & RAFTERY 2007).

Für die Etablierung einer geeigneten Scoring Rule ist wichtig, dass diese als proper bzw. strictly proper angesehen wird. Scoring Rules können entweder so formuliert werden, dass im Sinne einer Kostenfunktion eine Minimierung (der Kosten), oder im Bayesschen Kontext, eine Maximierung (der Belohnung) angestrebt wird (FRIEDERICHS & HENSE 2007). Als strictly proper werden dabei Scoring Rules bezeichnet, wenn die Vorhersage eindeutig anhand der wahren Verteilung der Zielvariablen optimiert werden kann (BRÖCKER 2009). Kann diese Bedingung nicht erfüllt werden, zum Beispiel wenn die gesamte Verteilung einer Zielvariablen nicht erfasst werden kann, zielt der Nutzer darauf ab, die wahre Verteilung so gut wie möglich abzuschätzen. Da beide Verteilungen nicht exakt übereinstimmen, der Nutzer jedoch anstrebt, die Abschätzung so wirklichkeitsgetreu wie möglich durchzuführen, kann eine auf diese Fälle angewendete Scoring Rule nur als proper angesehen werden (GNEITING & RAFTERY 2007).

In dieser Arbeit wird der Brier Score (BS) für die Abschätzung der Güte des Logit-Modells, und der Censored Quantile Verification Score (CQVS) zur Abschätzung der Güte der Quantilregression herangezogen. Im Gegensatz zum Brier Score, bei dem die Modellgüte anhand der wahren Verteilung der Beobachtungen bestimmt wird und somit als strictly proper angesehen werden kann (WILKS 2011), ist der Censored Quantile Verification Score eine proper Scoring Rule (FRIEDERICHS & HENSE 2007). Häufig wird die Güte des aufgestellten Modells mit einer Referenz verglichen, um so eine Einordnung vornehmen zu können, ob das Modell besser oder schlechter als eine entsprechende Vergleichsperiode ist. Bei klimatologischen Fragestellungen wird für diesen Zweck häufig das klimatologische Mittel der betrachteten Periode als Referenz verwendet. Das Verhältnis der Vorhersage im Vergleich zu einer Referenz wird im Allgemeinen als Skill Score bezeichnet und, da sich dieses nicht an der wahren Verteilung der Beobachtungen orientiert,

als proper Scoring Rule eingestuft, obwohl sich der Skill Score einer strictly proper Scoring Rule annähert, sobald der Stichprobenumfang ein gewisses Maß übersteigt (WILKS 2011).

In den beiden folgenden Abschnitten werden die Grundlagen des Skill Scores des Logit-Modells (Brier Skill Score BSS) sowie der Quantilregression (Censored Quantile Verification Skill Score, CQVSS) näher erläutert. Während in dieser Arbeit der BSS nur für vergleichende Analysen herangezogen wird um zu erfahren, ob die Schwäche des aufgestellten Modells eine Folge der Abschätzung der Niederschlagswahrscheinlichkeit ist oder ob sich diese erst bei der Abschätzung der Quantile ergibt, basieren die wesentlichen Schritte, wie zum Beispiel die Prädiktorensélection oder die Bestimmung von In-stationaritäten auf den Ergebnissen des CQVSSs.

6.2.2.1 Brier Skill Score (BSS)

Um die Güte eines Modells zur Abschätzung eines dichotomen Merkmals zu quantifizieren, lassen sich unterschiedliche Scoring Rules anwenden, wobei der Brier Score (BS) wohl die am weitesten verbreitete Methode zur Bestimmung der Genauigkeit einer Vorhersage ist (WILKS 2011). Bei diesem Ansatz wird die quadratische Differenz zwischen den Vorhersagen und den Beobachtungen (mittlerer quadratischer Fehler) für die Tage des entsprechenden Zeitraums gemittelt. Für die Berechnung des BS werden die Beobachtungen in einen Datensatz transformiert, in dem o_i den Wert 1 annimmt, wenn am Tag i Niederschlag fällt bzw. $o_i = 0$ gesetzt wird, wenn am Tag i kein Niederschlag fällt. Die abgeschätzte Niederschlagswahrscheinlichkeit p_k wird anhand des Logit-Modells bestimmt und nimmt Werte zwischen 0 und 1 an. Mathematisch lässt sich der Brier-Score durch

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (p_k - o_k)^2 \quad (\text{F 6-10})$$

ausdrücken, wobei k die Variable für die Nummer der Tage n ist, an denen sowohl ein Wert für die Beobachtung als auch für die Vorhersage vorhanden ist. Je besser die Niederschlagswahrscheinlichkeit anhand des Vorhersagemodells abgeschätzt werden kann, desto geringer sind die Differenzen zwischen Vorhersage und Beobachtung. Folglich liegt der BS im Bereich zwischen 0 und 1, wobei ein optimales Modell einen BS von 0 aufweist.

Um die Ergebnisse in Relation zu einer Referenzperiode zu betrachten, wird nun das aufgestellte Modell mit der mittleren Klimatologie der entsprechenden Referenzperiode verglichen. Für die Niederschlagswahrscheinlichkeit berechnet sich die mittlere Klimatologie der Referenzperiode aus

$$\bar{o} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n o_k, \quad (\text{F 6-11})$$

infolgedessen der Wert p_k in Gleichung (F 6-10) für die Referenz durch \bar{o} ersetzt wird. Für den Brier Skill Score ergibt sich schließlich

$$BSS = \frac{BS_{for} - BS_{ref}}{BS_{per} - BS_{ref}} = 1 - \frac{BS_{for}}{BS_{ref}}. \quad (\text{F 6-12})$$

Wie oben erwähnt, ergibt sich für eine perfekte Vorhersage $BS_{per} = 0$, wodurch dieser Term in obiger Gleichung vernachlässigt werden kann. Multipliziert man den BSS anschließend mit 100 kann so eine prozentuale Verbesserung der Vorhersage gegenüber der mittleren Klimatologie angegeben werden. Durch verschiedene Umformungen der Gleichung (F 6-12) kann der Brier Score in seine einzelnen Komponenten zerlegt werden. Dabei zeigt sich, dass anhand dieser Scoring Rule sowohl der Korrelationskoeffizient zwischen Vorhersage und Beobachtung, als auch der systematische sowie der durch das Modell bedingte Fehler der Vorhersage mit einbezogen wird, wodurch sich der BS als eine geeignete Methode zur Abschätzung der Modellgüte erweist (MURPHY 1988).

6.2.2.2 Censored Quantile Verification Skill Score (CQVSS)

Für die TSCQR entwickelten FRIEDERICHS & HENSE (2007) einen Skill Score, der im Wesentlichen auf einem Ansatz von GNEITING & RAFTERY (2007) basiert aber für zensierte Variablen modifiziert wurde. Nach einigen Umformungen der Gleichung ist der Ansatz von GNEITING & RAFTERY (2007) im Wesentlichen identisch mit der LAD-Funktion für die Quantilregression

$$QVS = \sum_{i=1}^n \rho_{\tau}(y_i^* - \hat{\beta}_{\tau}^T x_i), \quad (\text{F 6-13})$$

wobei der QVS dem Quantil-Verifikationsscore einer nicht zensierten Variable y_i^* entspricht. Da GNEITING & RAFTERY (2007) mit ihrer Scoring Rule auf eine Maximierung des Scores abzielten, muss an dieser Stelle im Sinne der Äquivalenz das Vorzeichen umgedreht werden, wodurch der QVS ebenso wie der BS auf eine Minimierung des Scores abzielt. Aufgrund der Eigenschaften des Niederschlags ersetzen FRIEDERICHS & HENSE (2007) die LAD-Funktion durch das Pendant für zensierte Variablen, sodass

$$CQVS = \sum_{i=1}^n \rho_{\tau}[y_i - \max(0, \hat{\beta}_{\tau}^T x_i)] \quad (\text{F 6-14})$$

der Scoring Rule für zensierte Variablen entspricht, wobei die Gleichung (F 6-14) unter Berücksichtigung aller Modifikationen die wesentlichen Eigenschaften einer proper Scoring Rule beibehält. Da der Score anhand der täglichen Quantilwerte berechnet wird, muss auch hier die asymmetrische Gewichtung anhand der Check-Funktion berücksichtigt werden. Im Gegensatz zur Niederschlagswahrscheinlichkeit ist der tägliche Niederschlag jedoch nur einseitig durch die Nulllinie begrenzt, sodass für ein optimales Modell zwar $CQVS_{per} = 0$ gilt, für schlechtere Modelle der CQVS allerdings gegen unendlich gehen kann.

Um die Güte der durch das Quantil-Regressionsmodell abgeschätzten Vorhersage gegenüber einer Referenz zu bestimmen, entwickelten FRIEDERICHS & HENSE (2007) einen Skill Score, der grundsätzlich auf den gleichen Annahmen basiert wie die Berechnung des BSSs. Anstelle der mittleren Klimatologie der Referenz wird hier jedoch das jeweilige Quantil der Stichprobe für die Berechnung des Referenzwerts herangezogen. Angenommen die Werte liegen in einer nach ihrer Größe geordneten Reihenfolge vor und τ ist das Quantil, welches berechnet werden soll, dann nimmt q_τ in etwa den Wert an, der diese Reihenfolge so aufteilt, dass $\tau \cdot 100\%$ der gesamten Stichprobe unterhalb von q_τ , und $(1 - \tau) \cdot 100\%$ oberhalb von q_τ liegen. Für die Berechnung des Referenzwerts $CQVS_{ref}$ wird anschließend der Term $\max(0, \hat{\beta}_\tau^T x_i)$ in Gleichung (F 6-14) durch q_τ ersetzt. Der Censored Quantile Verification Skill Score (CQVSS) ergibt sich schließlich aus

$$CQVSS = \frac{CQVS_{for} - CQVS_{ref}}{CQVS_{per} - CQVS_{ref}} = 1 - \frac{CQVS_{for}}{CQVS_{ref}}. \quad (F 6-15)$$

Da die Werte theoretisch sowohl für den $CQVS_{for}$ als auch für den $CQVS_{ref}$ unendlich groß werden können, kann theoretisch auch der Quotient einen unendlich großen Wert annehmen, sodass der CQVSS im Intervall $[1, -\infty[$ liegt, wobei ein optimales Modell den Wert 1 annehmen würde.

6.2.3 Kritische Betrachtung der TSCQR

CHERNOZHUKOV & HONG (2002) beschreiben die TSCQR gegenüber der gewöhnlichen zensierten Quantilregression als besonders geeignet für Stichproben mit geringem Umfang, wobei auch große Stichproben durchaus gute Ergebnisse liefern können. Die beiden Autoren verweisen allerdings auch darauf, dass mit zunehmender Anzahl an Prädiktoren oder mit zunehmenden Stichprobenumfang schlechtere Ergebnisse erwartet werden können. Dies steht im Gegensatz zu den Analysen von FRIEDERICHS & HENSE (2007), die darauf hinweisen, dass die Wahrscheinlichkeit, dass es zur Überschneidung von Quantilen kommt, mit abnehmenden Stichprobenumfang größer wird, da die ver-

schiedenen Quantile unabhängig voneinander berechnet werden. Bei Kalibrierungsperioden mit einem Umfang von fünf Jahren kommt es bei den Berechnungen der beiden Autoren in 25%, bei einem Umfang von zehn Jahren jedoch nur bei 10% zu Überschneidungen. Des Weiteren liegt der CQVSS kürzerer Perioden in der Regel unterhalb des CQVSSs längerer Perioden. Wenn der CQVSS der kürzeren Kalibrierungszeiträume über den Werten der längeren Perioden liegen, schließen die Autoren auf eine Instationarität innerhalb der Zeitreihe. Aufgrund der Vorbearbeitung der Daten werden bei den Analysen in dieser Arbeit längere Kalibrierungsperioden bevorzugt, da sich für kürzere Perioden das von FRIEDERICHS & HENSE (2007) beschriebene Überschneiden der Quantile bewahrheitet hat. Folglich wurden auch Stationen, die nicht mindestens 41 vollständige homogene Jahre aufweisen (31 Jahre Kalibrierung sowie 10 oder mehr Jahre Validierung), von den Analysen ausgeschlossen.

Einigkeit zwischen den beiden Autorentteams besteht bei der Betrachtung der Auswirkungen der Zensur in Bezug auf die Güte des Modells. Ist der Unterschied zwischen dem Gesamtumfang der Stichprobe und der Teilstichprobe sehr groß, das heißt eine große Anzahl der Werte unterliegt einer Zensur, so schneiden die verschiedenen Algorithmen im Allgemeinen schlechter ab, sodass das Modell grundsätzlich in Frage gestellt werden sollte (CHERNOZHUKOV & HONG 2002). Dies ist vor allem für kleinere Quantile τ der Fall, wenn durch die Zensur die Anzahl der Null-Abschätzungen steigt. Wenn die Abschätzung des Quantils Null voraussagt, die abgeschätzte Wahrscheinlichkeit jedoch $\geq \tau$ ist, werden die Null-Abschätzungen zur Bestimmung der empirischen Wahrscheinlichkeit mit einbezogen, wodurch der Bias für die empirischen Wahrscheinlichkeiten größer wird und der CQVSS für das aufgestellte Modell kleiner (FRIEDERICHS & HENSE 2007). CHERNOZHUKOV & HONG (2002) verweisen allerdings darauf, dass selbst bei einem hohen Anteil an Werten, die einer Zensur unterliegen, relativ gute Ergebnisse in Relation zu anderen Quantilregressionen erzielt werden können. In wie weit diese Annahme bestätigt werden kann ist kein Gegenstand dieser Arbeit, allerdings sind die CQVSSs für $\tau \leq 0.65$ für das Untersuchungsgebiet sehr klein, wodurch auf eine eingehende Analyse niedriger Quantile verzichtet wurde.

Im Gegensatz zu den kleineren Quantilen wird mit zunehmenden τ ($\tau \geq 0.99$) der Stichprobenfehler größer, sodass auch hier die Güte des Modells abnimmt. Darüber hinaus

erfüllen die verschiedenen Prädiktoren kaum mehr die Anforderungen (siehe Abschnitt 6.4.2) im Hinblick auf das Signifikanzniveau, sodass für einige Stationen das 99. Quantil nicht abgeschätzt werden kann, da kein Prädiktor in 95% aller Fälle auf einem Level von $\alpha=0.01$ signifikant ist. Generell lässt sich sagen, dass die CQVSSs für $\tau = 0.90$ im Untersuchungsgebiet in den meisten Fällen die höchsten Werte aufweisen, was sich mit den Aussagen von FRIEDERICHS & HENSE (2007) deckt.

6.3 Räumliche Ausdehnung des Untersuchungsgebiets

Da das Niederschlagsgeschehen im Mittelmeerraum in hohem Maße durch die Westwinddrift beeinflusst wird, wurde das vorläufige Untersuchungsgebiet auf einen Ausschnitt von 70°W bis 50°E und 20°N bis 70°N festgelegt, um so auch Aktionszentren weit entfernter Regionen zu erfassen, die möglicherweise Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen haben. Die Datensätze der verschiedenen Prädiktorvariablen werden hierfür auf den Ausschnitt des vorläufigen Untersuchungsgebiets zurecht geschnitten, in saisonale Zeitreihen unterteilt und an die jeweilige Länge der Zeitreihe der Stationen angepasst, bevor diese anschließend einer Standardisierung unterzogen werden. Für die Bestimmung der räumlichen Ausdehnung des Untersuchungsgebiets werden die Berechnungen anhand der spezifischen Feuchte und der geopotentiellen Höhen stellvertretend für die thermo- und zirkulationsdynamischen Variablen durchgeführt. Des Weiteren beschränkt sich das Selektionsverfahren bezüglich der räumlichen Ausdehnung des Untersuchungsgebiets auf die Jahreszeit Winter und das Quantil $\tau=0.9$, da, wie bereits erwähnt wurde, für die Jahreszeit Winter einerseits und für $\tau=0.9$ andererseits die verlässlichsten Abschätzungen zu erwarten sind.

Im Folgenden werden zuerst die beiden Höhenniveaus bestimmt, die für die nachstehenden Analysen am geeignetsten erscheinen, bevor die horizontale Ausdehnung des Untersuchungsgebiets auf die jeweilige Variablengruppe (thermodynamisch \leftrightarrow zirkulationsdynamisch) angepasst wird.

6.3.1 Identifizierung geeigneter Höhenniveaus

Um die geeignetsten Höhenniveaus für die jeweilige Variablengruppe zu ermitteln, wird für jedes Level der CQVSS für jede einzelne Gitterbox des vorläufigen Untersuchungsgebiets berechnet. Dabei werden die standardisierten Zeitreihen der Gitterboxen mittels Quantilregression in Relation zu den täglich aufgelösten Niederschlagszeitreihen der Referenzstationen gesetzt, um so den kompletten Zeitraum der jeweiligen Station so gut wie möglich abzubilden. Es wird die Gitterbox betrachtet, die auf dem jeweiligen Höhenniveau den höchsten CQVSS aufweist, sodass für jede Referenzstation ein Vertikalprofil mit den entsprechenden maximalen CQVSS-Werten entsteht. Auf der folgenden Abbildung 9 sind diese Profile für die 22 Referenzstationen des Winters für das Quantil $\tau=0.9$ aufgetragen.

Der höchste CQVSS jeder Referenzstation ist in Abbildung 9 durch ein dunkelrotes Feld gekennzeichnet und wird mit dem maximal zu erreichenden Wert (=100%) gleichgesetzt. Die Referenzstationen werden dabei anhand ihrer Stationsidentifikationsnummer (z.B. Gospic: Station 51) angegeben und sind nach ihrer Zugehörigkeit zur entsprechenden Niederschlagsregion aufsteigend (Gospic: Spalte 12 = NR-12) angeordnet. Die CQVSSs der übrigen Höhenniveaus werden anschließend in Relation zum Maximalwert in unterschiedliche Gruppen eingeteilt, wobei die Abstufung in Schritten von jeweils 10 Prozentpunkten erfolgt. Ein CQVSS eines bestimmten Höhenniveaus, der z.B. 76% des Maximalwerts erreicht, wird somit der Gruppe „70<“ (gelb) zugeordnet. Im Folgenden wurde für jedes Höhenniveau der Mittelwert (letzte Spalte) über alle Referenzstationen berechnet, wobei hierfür nur die Gruppenzuordnung und nicht der tatsächliche prozentuale Wert berücksichtigt wurde. Die Höhenniveaus, die über den gesamten Mittelmeerraum hinweg dem Maximalwert am ehesten entsprechen, werden im weiteren Verlauf der Arbeit bei der Abschätzung extremer Niederschlagsereignisse berücksichtigt.

Abbildung 9 zeigt, dass die höchsten Werte der thermodynamischen Variablen im Mittel auf dem 850hPa-Niveau (86,4%) liegen, während bei den zirkulationsdynamischen Variablen der Maximalwert auf dem 700hPa-Niveau (91,4%) erreicht wird. Generell lässt sich sagen, dass nach Erreichen des Maximums der mittlere $CQVSS_{MAX}$ stetig mit der Höhe abnimmt. Bei näherer Betrachtung einzelner Stationen (z.B. Station 56, NR-2) zeigt sich,

dass bei den thermodynamischen Variablen durchaus eine Zunahme nach Erreichen des Maximums möglich ist, während bei den zirkulationsdynamischen Variablen ein mit dem Mittel übereinstimmendes Bild vorliegt.

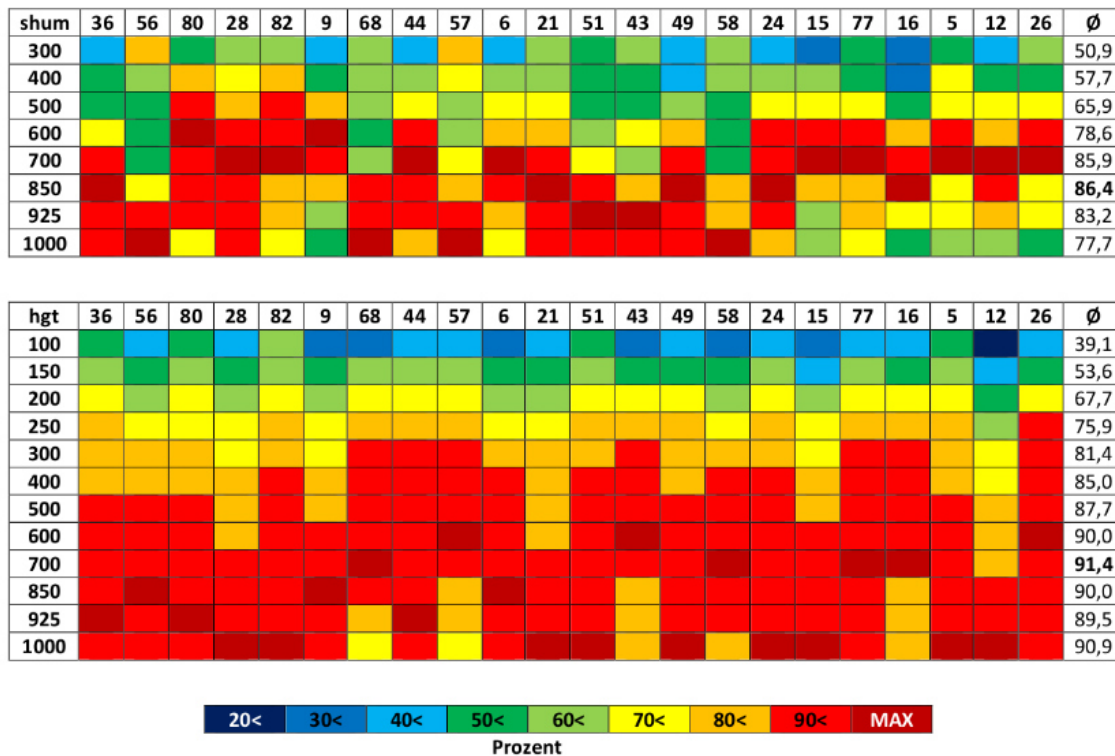


Abbildung 9: CQVSS_{MAX}-Vertikalprofile ($\tau=0.9$) für die beiden Variablen shum (oben) und hgt (unten) der 22 Referenzstationen (gekennzeichnet durch die jeweilige Stationsidentifikationsnummer, Station-ID) für die Jahreszeit Winter. Der Maximalwert einer jeden Station ist die jeweilige Referenz (100%) und wird durch die entsprechende Farbe (dunkelrot) gekennzeichnet. Die weiteren CQVSSs der übrigen Höhenniveaus werden in Relation zur Referenz in 10%-Schritten abgestuft. Der für jedes Niveau über alle Stationen berechnete Mittelwert wird in der letzten Spalte angegeben.

Einige Autoren verweisen darauf, dass auch Prozesse in der oberen Troposphäre (z.B. 500hPa-Niveau) für die Niederschlagsentwicklung im Mittelmeerraum durchaus von Bedeutung sind (vgl. MASSACAND ET AL. 1998; MARTIUS ET AL. 2008; TORETI ET AL. 2015; u.a.). Anhand von Abbildung 9 kann diese Annahme durchaus gestützt werden, da der CQVSS für zirkulationsdynamische Variablen bis zu einer Höhe von 400hPa relativ hohe Werte aufweist. Dies zeigt sich insbesondere im östlichen Mittelmeerraum (Griechenland: NR-13, NR-19; Levante: NR-7, NR-9, NR-15), in dem viele Referenzstationen den Maximalwert erst im Bereich zwischen 700hPa und 600hPa erreichen. Die mittleren Werte des CQVSS_{MAX} bei den thermodynamischen Variablen liegen im mittleren bis niederen Höhenniveau (925hPa-700hPa) und weisen in der Höhe deutlich schlechtere

Werte auf (mit Ausnahme zweier Stationen, die ihr Maximum auf dem 600hPa-Niveau erreichen). Da in dieser Arbeit allerdings der gesamte Mittelmeerraum repräsentiert werden soll, werden für die nachstehenden Analysen nur die beiden Höhenniveaus in Betracht gezogen, in denen der mittlere $CQVSS_{MAX}$ über den gesamten Mittelmeerraum hinweg sein Maximum erreicht. Aufgrund der relativ hohen $CQVSS$ s auf dem jeweils anderen Niveau werden hier sowohl das 700hPa-Niveau als auch das 850hPa-Niveau für beide Variablengruppen berücksichtigt.

6.3.2 Horizontale Abgrenzung des Untersuchungsgebiets

WILBY & WIGLEY (2000) untersuchten in ihrer Arbeit die optimale Größe des Untersuchungsgebiets zur Abschätzung von Niederschlägen für verschiedene Prädiktorvariablen. Dabei stellten sie fest, dass bei zirkulationsdynamischen Variablen hohe Korrelationen zwischen weit entfernten Regionen und dem Niederschlag der untersuchten Station bzw. Gitterbox vorlagen, während die Korrelationen thermodynamischer Variablen nur in der näheren Umgebung höhere Werte aufwiesen. Eine Optimierung der Ausschnittgröße des Untersuchungsgebiets ist ein wesentlicher Schritt bei der Auswahl der Prädiktoren, da so die Rechenzeiten deutlich verkürzt, und redundante Informationen eliminiert werden können. Um die optimale Gittergröße zur Abschätzung von extremen Niederschlägen im Mittelmeerraum abzuschätzen wurde in dieser Arbeit anstelle der Korrelationen der $CQVSS$ pro Gitterbox auf dem 850hPa- und 700hPa-Niveau für das vorläufige Untersuchungsgebiet (70°W-50°E und 20°N-70°N; 1029 Gitterboxen) analysiert.

Dabei hat sich gezeigt, dass für die verschiedenen Referenzstationen über die verschiedenen Jahreszeiten hinweg und für unterschiedliche Taus immer nur einzelne Teilregionen des gesamten Untersuchungsgebiets relevant sind und große Flächen einen $CQVSS < 0.05$ aufweisen. Um das Untersuchungsgebiet für die verschiedenen Variablengruppen einzuschränken, wurden die gitterboxbasierten $CQVSS$ s für die verschiedenen Referenzstationen analysiert. In Abbildung 10 sind die geopotentiellen Höhen (1-2. Spalte) und die spezifische Feuchte (3-4. Spalte) stellvertretend für die beiden Variablengruppen auf

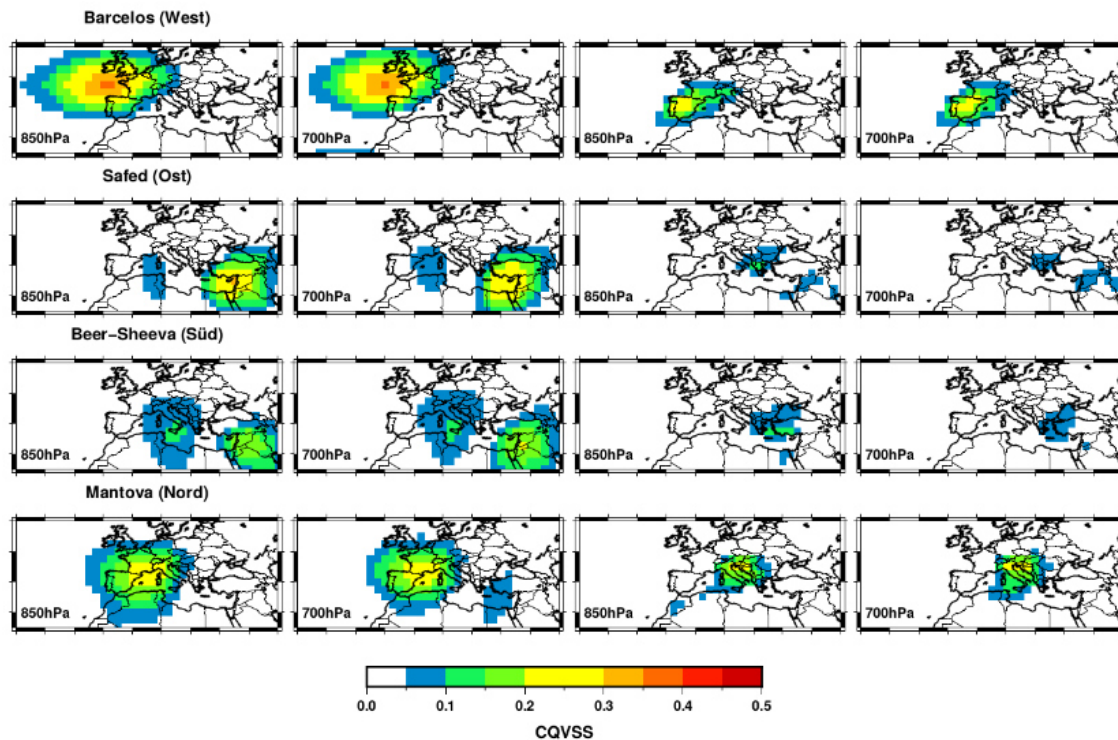


Abbildung 10: CQVSS pro Gitterbox ($\tau=0.9$) für die beiden Variablen hgt (Spalte 1-2) und shum (Spalte 3-4) für die westlichste (oben), östlichste (zweite Reihe von oben), südlichste (zweite Reihe von unten) und nördlichste (unten) Referenzstation im Winter.

den vorher festgelegten Niveaus für die Stationen abgebildet, die das Untersuchungsgebiet in die jeweilige Himmelsrichtung abgrenzen. Die Ausschnittgröße ist dabei schon auf den für die zirkulationsdynamischen Variablen relevanten Bereich zurechtgeschnitten. In Übereinstimmung mit WILBY & WIGLEY (2000) zeigt sich auch hier, dass das Gebiet der thermodynamischen Variablen wesentlich stärker eingeschränkt werden kann als das Gebiet der zirkulationsdynamischen Variablen ($10^{\circ}\text{W}-40^{\circ}\text{E}$, $27.5^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}$; 168 Gitterboxen), da höhere CQVSSs vor allem in der näheren Umgebung der Referenzstationen auftreten und somit einen eher regionalen Charakter aufweisen. Bei den zirkulationsdynamischen Variablen liegt dagegen der CQVSS von weitaus mehr Gitterboxen oberhalb von 0.05, sodass hier ein größerer Ausschnitt für die weiteren Analysen berücksichtigt werden muss. Der Ausschnitt, der für die zirkulationsdynamischen Variablen in Betracht gezogen wird, beschränkt sich daher auf eine Ausdehnung zwischen $40^{\circ}\text{W}-50^{\circ}\text{E}$ sowie $25^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{N}$ (555 Gitterboxen). Obwohl die südliche und östliche Abgrenzung des Ausschnitts zum Teil das Gebiet mit $\text{CQVSS} > 0.05$ einzelner Referenzstationen durchschneidet, hat dies kaum Auswirkungen auf die Qualität der folgenden

Abschätzungen (Informationsverlust $< 1\%$), da der gitterboxbasierte CQVSS bei den beiden Stationen Safed und Beer-Sheva Richtung Ost bzw. Süd rapide abnimmt.

6.4 Prädiktorens Selektion

Da ein gitterboxbasierter Ansatz für die weitere Prädiktorens Selektion aufgrund der hohen Anzahl an Dimensionen nicht geeignet ist, werden anhand einer s-modalen Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse Variationszentren der Prädiktorvariablen gebildet. Durch ein Variationszentrum werden dabei alle Gitterpunkte repräsentiert, die untereinander eine gewisse lineare Abhängigkeit aufweisen, wobei die Variationszentren untereinander weitestgehend unabhängig voneinander sind (HERTIG 2004). Die Funktionsweise der s-modalen Varimax-rotierten PCA wurde bereits in Abschnitt 5.4 eingehend erläutert. Die Ergebnisse der PCA (Anzahl der Variationszentren N ; kumulative erklärte Varianz, CEV; geringste absolute Maximalladung der PCs, LAML) sind für die entsprechenden Zeiträume für alle Prädiktorvariablen und Jahreszeiten in den Tabellen B 1-3 im Anhang B zusammengefasst. Einerseits zeigt sich, dass die kumulativen erklärten Varianzen über alle Variablen und Jahreszeiten hinweg oberhalb des von JOLIFFE (2002) angestrebten Schwellenwerts von 70% liegen, wodurch insgesamt ein angemessener Anteil der gesamten Varianz anhand der Variationszentren wiedergegeben werden kann. Andererseits liegen insgesamt 10% der Hauptkomponenten, welche die geringste absolute Maximalladung der jeweiligen PCA repräsentieren, unterhalb des anvisierten Grenzwerts von 0.7, wobei über 50% der Fälle diesen nur geringfügig unterschreiten (>0.65). In einem Fall (Winter, hgt.0850, 1955-2007) wird der Grenzwert allerdings sehr deutlich unterschritten (LAML=0.58). Da nur eine Referenzstation (Larissa, Station 15, NR-17) auf diesen Zeitraum beschränkt ist und weitere Berechnungen zeigen, dass die geopotentiellen Höhen bei dieser Station bezüglich der Abschätzung von Niederschlagsextremen nicht berücksichtigt werden, kann diese Information vernachlässigt werden. Bei den übrigen Fällen würde eine Reduzierung oder Steigerung der Anzahl der PCs entweder zu massiven Informationsverlust oder zu unbesetzten bzw. einer sehr großen Anzahl an Hauptkomponenten führen, sodass eine geringfügige Unterschreitung hingenommen werden kann.

Im weiteren Verlauf dieses Kapitels wird die Methode der Prädiktorensélection ausführlich anhand der Referenzstation Safed (Station 56, NR-2) für das 90. Quantil der Jahreszeit Winter erläutert. Die Ergebnisse für die übrigen Stationen sind am Ende des Kapitels für die entsprechenden Jahreszeiten zusammengefasst.

6.4.1 Kombination mehrerer Prädiktorvariablen

Um möglichst viele Einflussfaktoren auf das Niederschlagsverhalten im Mittelmeerraum zu erfassen, wurden die Variationszentren mehrerer Variablen miteinander kombiniert. Dabei hat sich gezeigt, dass eine Kombination von mehr als zwei Variablen über den gesamten Mittelmeerraum hinweg keine signifikante Verbesserung der Abschätzungen zufolge hat. Selbst eine Berücksichtigung aller Variablen führt im Vergleich zu der Kombination zweier Variablen, je nach Station, nur zu einem geringfügigen Anstieg des CQVSSs (~ 0.05). Aus diesem Grund, wurde das Selektionsverfahren auf eine Kombination von zwei Variablen beschränkt.

In der Folge wurden alle möglichen Kombinationen der Prädiktorvariablen, bis auf die Kombination derselben Variablen auf unterschiedlichen Niveaus, anhand der TSCQR für die Referenzstationen getestet. Die Kombination, welche die täglichen Niederschlagsquantile des kompletten Zeitraums der jeweiligen Station am besten reproduzieren konnte ($CQVSS_{MAX}$), wurde für die weitere Selektion in Betracht gezogen. Dabei hat sich gezeigt, dass über alle Jahreszeiten hinweg eine Kombination aus einer thermodynamischen und einer zirkulationsdynamischen Variablen in 93.5% der Fälle die höchste Modellgüte aufweist. Bei näherer Betrachtung erweist sich diese Kombination als durchaus schlüssig, da hiermit wichtige Eigenschaften wie Feuchtegehalt der Luft und Feuchtigkeitstransport in einer ozeanisch geprägten und von der Westwinddrift dominierten Region in die Abschätzung des Niederschlags mit einfließen. In den meisten Fällen, bei denen eine Kombination aus zwei thermodynamischen bzw. zwei zirkulationsdynamischen Variablen in Erscheinung tritt, handelt es sich um Abschätzungen für das 99. Quantil (66%), bei welchem zwar das Censoring eine eher untergeordnete Rolle spielt, nach Friederichs & Hense (2007) der Stichprobenfehler jedoch zu- und die Modellgüte ab-

nimmt. An dieser Stelle wird auf eine weitere Interpretation dieser vorläufigen Prädiktor-kombination verzichtet, da im folgenden Abschnitt 6.4.2 eine weitere Modifikation dieser Prädiktorenauswahl erfolgt.

Tabelle 1: Anzahl der Variationszentren der verschiedenen Prädiktorvariablen für das 850hPa- und 700hPa-Niveau der Station Safed (NR-2) im Winter.

	<i>hgt</i>	<i>uwnd</i>	<i>vwnd</i>	<i>rhum</i>	<i>shum</i>
0850	10	13	12	15	12
0700	10	13	12	14	15

Für das Beispiel Safed (NR-2) stehen im Winter die in Tabelle 1 angeführten Variationszentren für den Zeitraum 1958-2003 zur Verfügung. Insgesamt ergeben sich somit 40 verschiedene Kombinationsmöglichkeiten mit bis zu 30 Variationszentren, die in die Berechnungen einfließen können. Da sich die Variationszentren über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilen und, wie in Abbildung 10 für den gitterpunktbasierten Ansatz zu sehen ist, nur bestimmte Teilbereiche signifikanten Einfluss auf die Niederschlagsentwicklung der unterschiedlichen Stationen haben, werden die Variationszentren, die keinen wesentlichen Beitrag zur Verbesserung der Modellgüte leisten, bei der Modellerstellung nicht berücksichtigt. Ein Maß, welches Aussagen darüber zulässt, ob ein Variationszentrum Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen einer Station ausübt, ist das Signifikanzniveau. Dabei wird das Konfidenzintervall eines Regressionskoeffizienten bestimmt und geprüft, ob dieses mit einer Wahrscheinlichkeit von $1-\alpha$ den Wert 0 beinhaltet. Liegt der Wert 0 mit einer Wahrscheinlichkeit von $1-\alpha$ außerhalb des Konfidenzintervalls so kann der Einfluss des jeweiligen Variationszentrums auf den Niederschlag als signifikant angesehen werden. In dieser Arbeit wird das Signifikanzniveau auf $\alpha=0.01$ festgelegt. Welche Variationszentren in diesem Schritt als signifikant angenommen werden können, soll an dieser Stelle noch keine Beachtung finden, da die Identifizierung signifikanter Variationszentren erst im nächsten Schritt vorgenommen werden soll.

In Tabelle 2 ist der CQVSS aller möglichen Kombinationen für die Referenzstation Safed dargestellt. Bei der Modellierung des 90.Quantils für den kompletten Zeitraum 1958-

2003 zeigt sich, dass die Kombination der relativen Feuchte und der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau mit einem CQVSS von 0.3858 das beste Ergebnis liefert.

Tabelle 2: Übersicht über die CQVSSs der unterschiedlichen Kombinationen von Prädiktorvariablen für die Referenzstation Safed im Winter für das 90. Quantil.

		<i>hgt</i>		<i>vwnd</i>		<i>uwnd</i>		<i>shum</i>	
		<i>0850</i>	<i>0700</i>	<i>0850</i>	<i>0700</i>	<i>0850</i>	<i>0700</i>	<i>0850</i>	<i>0700</i>
<i>rhum</i>	<i>0850</i>	0.3305	0.3202	0.3515	0.3447	0.3858	0.3511	0.3113	0.2934
	<i>0700</i>	0.3472	0.3359	0.3480	0.3555	0.3621	0.3341	0.3193	0.3239
<i>shum</i>	<i>0850</i>	0.3218	0.3348	0.3261	0.3331	0.3765	0.3396		
	<i>0700</i>	0.3248	0.3255	0.3332	0.3437	0.3650	0.3355		
<i>uwnd</i>	<i>0850</i>	0.3411	0.3511	0.3315	0.3566				
	<i>0700</i>	0.2946	0.2729	0.3555	0.3490				
<i>vwnd</i>	<i>0850</i>	0.2285	0.3323						
	<i>0700</i>	0.3357	0.1845						

6.4.2 Identifizierung signifikanter Variationszentren

Nachdem die beste Kombination der Prädiktorvariablen ermittelt wurde, sollen nun die Variationszentren bestimmt werden, die einen signifikanten Einfluss auf das Niederschlagsverhalten der jeweiligen Station haben. Würde man an dieser Stelle die Variationszentren berücksichtigen, die im vorangegangenen Schritt als signifikant eingestuft wurden, bestünde die Gefahr des Overfittings. HAWKINS (2004) definiert Overfitting als die Anwendung von Modellen, die das Prinzip der Parsimonie verletzen. Dieses Prinzip, welches auch als Ockhams Rasiermesser bekannt ist, schreibt vor, dass weder die Komplexität der Modelle, noch die Anzahl der einfließenden Variablen ein unnötiges Maß übersteigen sollen, um so mögliche Fehlerquellen bei der Modellerstellung zu minimieren. Die Art des Modells ist dabei weitestgehend von dem Charakter des Prädiktanden sowie der Fragestellung abhängig (BABYAK 2004) und wurde weiter oben bereits ausführlich diskutiert. Dabei hat sich gezeigt, dass das in dieser Arbeit angewandte Regressionsmodell durchaus den Anforderungen des Prädiktanden und der Fragestellung gerecht wird. Allerdings zeigt sich, dass die Anzahl der Hauptkomponenten, die bei der Reproduktion des 90. Quantils über den kompletten Zeitraum als signifikant eingestuft

werden, für die verschiedenen Referenzstationen relativ hoch ist. Für das oben genannte Beispiel (Safed 56, NR-2, Winter, $\tau=0.90$) ergeben sich für die beste Variablenkombination insgesamt zwölf signifikante Variationszentren ($COMB_{ALL}$). Jedoch können verschiedene Faktoren einen negativen Einfluss auf die Modellgüte haben. Zum einen steigt mit jedem zusätzlichen Prädiktor die Wahrscheinlichkeit, dass unentdeckte Fehler bei der Datenerfassung in die Modellrechnungen mit einfließen und somit die Projektionen verfälschen. Zum anderen erhöht sich der Anteil der zufälligen Variabilität mit jedem angepassten Beta-Koeffizienten, wodurch möglicherweise ein in der Kalibrierung gut angepasstes Modell nicht auf andere Perioden übertragen werden kann (HAWKINS 2004). Im Folgenden soll nun ein Ansatz präsentiert werden, der redundante Prädiktoren eliminiert und dadurch die Anzahl der signifikanten Variationszentren minimiert, ohne dass dadurch die Modellgüte wesentlich beeinflusst wird.

Hierfür werden aus den zur Verfügung stehenden Zeitreihen jeweils 31 Jahre nach dem Zufallsprinzip extrahiert und anhand der Variationszentren, die auf einem Niveau von $\alpha=0.01$ als signifikant erachtet werden, eine Abschätzung des Niederschlags durchgeführt. Aufgrund von Zustandsänderungen in der Atmosphäre können je nachdem, welche Jahre aus der Zeitreihe extrahiert werden, unterschiedliche Variationszentren dominant sein. Um den Einfluss dieser Komponente bei der Selektion der signifikanten Variationszentren zu minimieren, wird die Auswahl 31-jähriger Zufallszeitreihen 100mal wiederholt. Die Hauptkomponenten, die in mindestens 95% aller Fälle als signifikant eingestuft werden, werden für die weiteren Schritte berücksichtigt. Der Grenzwert von 95% wurde so gewählt, dass Variationszentren, die starken Einfluss auf das Niederschlagsverhalten haben, jedoch für bis zu fünf zufällig ausgewählte Perioden als nicht signifikant eingestuft wurden, trotzdem bei der Modellerstellung berücksichtigt werden. Würde man den Schwellenwert erhöhen (auf 100%) hätte dies zur Folge, dass die Niederschlagsabschätzung von zu wenigen Hauptkomponenten abhängig wäre und wichtige Informationen bei der Modellerstellung verloren gehen würden. Dagegen würde die Anzahl der signifikanten Variationszentren bei einem niedrigeren Schwellenwert ($< 90\%$) in etwa der Anzahl entsprechen, die sich bei der Identifizierung der besten Variablenkombination ergeben hat, wodurch wiederum die Gefahr des „overfittens“ besteht. Durch

das beschriebene Verfahren reduziert sich die Anzahl der signifikanten Hauptkomponenten für das oben angeführte Beispiel um die Hälfte, sodass nur noch sechs Variationszentren (COMB_{RED}) bei der Modellerstellung berücksichtigt werden müssen.

Im Folgenden soll nun analysiert werden, inwieweit sich die Reduzierung der signifikanten Hauptkomponenten auf den Prozess der Modellerstellung auswirkt. Zu diesem Zweck werden die Performances der beiden Kombinationsmöglichkeiten COMB_{ALL} (12 Prädiktoren) und COMB_{RED} (6 Prädiktoren) einerseits anhand des gesamten Zeitraums und andererseits anhand 31-jähriger gleitender Subintervalle miteinander verglichen. Das reduzierte Prädiktorenset weist für das Regressionsmodell, welches am Gesamtzeitraum sowohl kalibriert als auch validiert wird, einen $\text{CQVSS}_{\text{RED}}$ von 0.3618 auf und liegt somit leicht unterhalb der Modellgüte von $\text{CQVSS}_{\text{ALL}}$ (0.3858). Demzufolge steigern die bei COMB_{RED} vernachlässigten Prädiktoren die Modellgüte um lediglich 2.4%, wodurch eine Beschränkung auf das reduzierte Prädiktorenset durchaus in Betracht gezogen werden kann. Allerdings lässt dieses Ergebnis keine Rückschlüsse auf die Übertragbarkeit der Modelle auf andere Perioden zu.

Um die Übertragbarkeit der Modelle zu testen, wird im Folgenden die Zeitreihe in 31-jährige gleitende Kalibrierungs-, und aus den übrigen Jahren bestehenden Validierungsperioden unterteilt. Das mittlere Jahr der jeweiligen Kalibrierungsperiode dient dabei als Referenzjahr, dem die verschiedenen statistisch relevanten Kenngrößen der Kalibrierungs- und Validierungsperiode zugeordnet werden können. Die Kalibrierungsperiode wird dabei jeweils um ein Jahr verschoben, sodass jedes Jahr der vorliegenden Zeitreihe einmal das Referenzjahr stellt. Wird das Ende einer Zeitreihe erreicht, werden die fehlenden Jahre durch die entsprechende Anzahl an Jahren vom Anfang der Zeitreihe ergänzt. Der Vorteil dieser Methode ist, dass es zu keiner Gewichtung zugunsten der mittleren Jahre der Zeitreihe kommt, da jedes Jahr in gleichem Maße berücksichtigt wird. Darüber hinaus garantiert dieser Ansatz, dass sowohl die interannuelle bzw. dekadische Variabilität als auch Trends innerhalb der Zeitreihe erhalten bleiben (HERTIG & JACOBET 2015). Aufgrund dieser Eigenschaften wird der hier präsentierte (instationäre) Ansatz im weiteren Verlauf der Arbeit auch zur Erfassung von Instationaritäten verwendet.

Für das oben angeführte Beispiel Safed sind die Ergebnisse der gleitenden Subintervalle beider Prädiktorenkombinationen COMB_{ALL} und COMB_{RED} in Abbildung 11 für das 90. Quantil der Jahreszeit Winter dargestellt. Hier zeigt sich, dass bei den beiden hier betrachteten Kombinationsmöglichkeiten der Verlauf des CQVSS (links) weder bei der Kalibrierung noch bei der Validierung wesentliche Unterschiede aufweist. Dabei liegt die Modellgüte von COMB_{ALL} bei der Kalibrierung im Mittel 2.1%, bei der Validierung lediglich 1.1% über den Werten von COMB_{RED}. Es zeigt sich auch, dass es durch die Reduzierung des Prädiktorensets zu keiner signifikanten Abnahme bei der Modellgüte kommt, wodurch eine Verringerung der Prädiktorenanzahl durchaus gerechtfertigt ist.

Auf der rechten Seite von Abbildung 11 ist die relative Häufigkeit der beiden Prädiktorensets aufgetragen, mit der die jeweiligen Variationszentren bei der Kalibrierung der 31-jährigen gleitenden Subintervalle berücksichtigt wurden. Die rote gestrichelte Linie markiert dabei den Schwellenwert von 95%, den jeder Prädiktor idealerweise erreichen sollte. Hier zeigt sich, dass bei COMB_{ALL} insgesamt sieben Prädiktoren diesen Schwellenwert erreichen, während bei COMB_{RED}, wo alle Prädiktoren diesen Wert überschreiten sollten, nur fünf der sechs berücksichtigten Variationszentren über diesem Wert liegen. PC-14 der relativen Feuchte auf dem 850hPA-Level, welche sowohl bei COMB_{ALL} als auch bei den 100 zufällig ausgewählten Kalibrierungsperioden oberhalb des Grenzwerts liegt, ist bei COMB_{RED} nur in 73.3% der Fälle vertreten. Zwei Möglichkeiten, die ein solches Ergebnis hervorrufen können, sollen an dieser Stelle kurz erläutert werden. Auf der einen Seite besteht die Möglichkeit, dass sich Prozesse der Atmosphäre, die nur bedingt Einfluss auf das 90. Quantil des Niederschlags an der Station Safed haben, nur in Kombination mit den bei COMB_{RED} nicht berücksichtigten Variationszentren abbilden lassen, sodass diese PC den Schwellenwert bei COMB_{ALL} überschreitet, bei COMB_{RED} hingegen nicht. Auf der anderen Seite kann dieses Ergebnis durch einen temporär begrenzten Zustand der Atmosphäre verursacht werden, bei dem der Einfluss von PC-14 über einen längeren Zeitraum unterdrückt wird, sodass dieses Variationszentrum nicht im nötigen Umfang als signifikant erachtet wird. Wird dieser Zeitraum schließlich durch mehrere gleitende Zeitreihen erfasst, kann dies dazu führen, dass das entsprechende Variationszentrum die vorgegebenen Selektionskriterien nicht erfüllt, während bei den nach dem Zufallsprinzip ausgewählten Zeitreihen die Möglichkeit besteht, dass

dieser Zustand der Atmosphäre in weniger als 5% aller Fälle erfasst wird. Infolgedessen kann die Anzahl der Variationszentren, die in 95% aller Fälle als signifikant eingestuft werden, bei den unterschiedlichen Stichproben bzw. Prädiktorenkombinationen voneinander abweichen. Da bei diesem Beispiel PC-14 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau anhand der gleitenden Subintervalle durch COMB_{ALL} als signifikant eingestuft wird, scheint Ersteres für die abweichende Zusammensetzung der signifikanten Prädiktoren von COMB_{RED} bei den zufälligen und den gleitenden Zeitreihen verantwortlich zu sein.

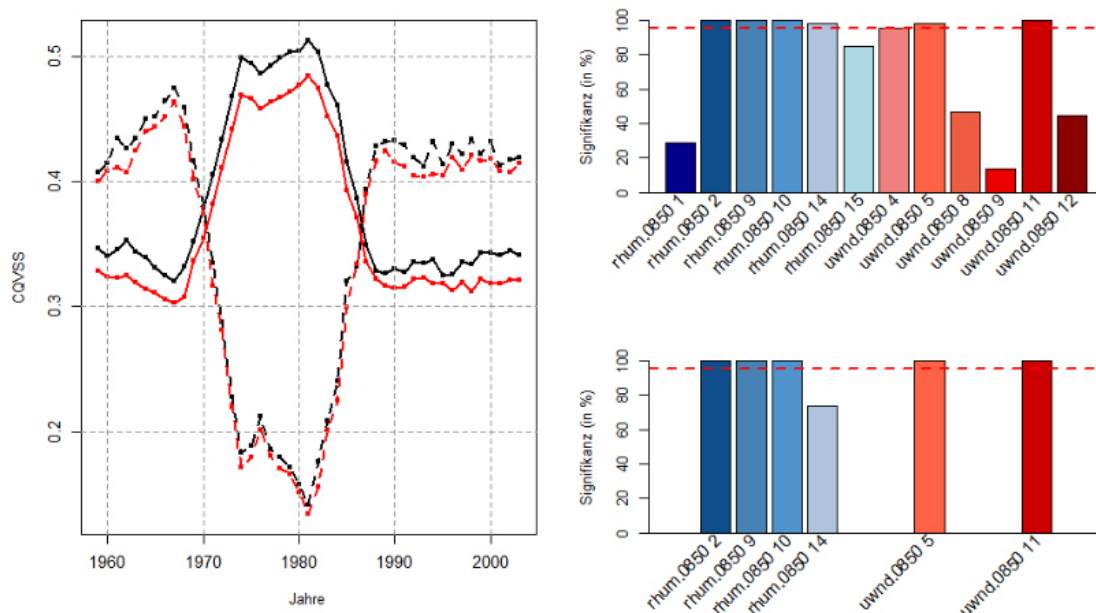


Abbildung 11: CQVSS (links) der 31-jährigen gleitenden Subintervalle COMB_{ALL} (schwarz) und COMB_{RED} (rot) für das 90. Niederschlagsquantil in der Kalibrierung (durchgängig) und Validierung (gestrichelt) im Winter. Relativer Anteil (rechts) der als signifikant erachteten Variationszentren für die 31-jährigen gleitenden Subintervalle (COMB_{ALL}: oben; COMB_{RED}: unten). Die gestrichelte rote Linie repräsentiert den Schwellenwert von 95%.

Für die nachstehenden Analysen werden in dieser Arbeit jedoch die Prädiktorenkombinationen berücksichtigt, die anhand der 100 Zufallsstichproben ermittelt wurden. Die

für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed im Winter signifikanten Variationszentren sind auf Abbildung 12 dargestellt. Dabei sind hier nur die Gitterboxen berücksichtigt, die eine höhere absolute Ladung aufweisen als ± 0.7 .

Es zeigt sich, dass sich die Prozesse, die für Starkniederschläge an der Station Safed verantwortlich sind, überwiegend im östlichen Mittelmeerraum abspielen. Einzig PC-5 der zonalen Windkomponente über der nördlichen Küstenregion des Schwarzen Meeres liegt außerhalb des Mittelmeerraums. Es hat den Anschein, dass hier ein Druckgebilde, welches zwischen den beiden Variationszentren der zonalen Windkomponente angesiedelt ist, maßgeblich das Niederschlagsgeschehen im nördlichen Teil Israels beeinflusst. Die signifikanten PCs der relativen Feuchte sind dabei jeweils nordwestlich bzw. -östlich sowie südwestlich bzw. -östlich des Zentrums dieses Druckgebildes verortet, wobei die

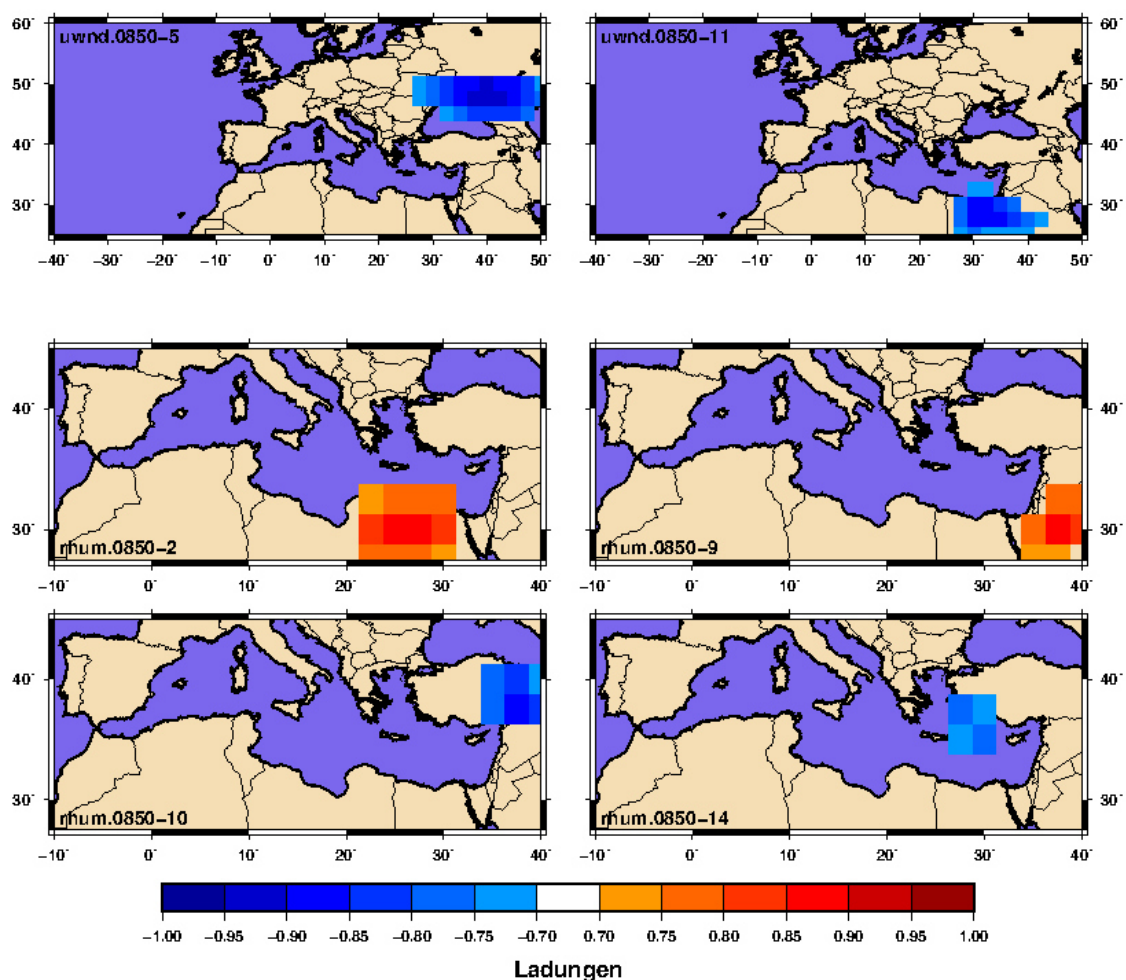


Abbildung 12: Signifikante Variationszentren für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed (NR-2) im Winter. Abgebildet sind jeweils die Gitterboxen, für die der Betrag der Ladung ≥ 0.7 ist.

beiden nördlichen Variationszentren eine negative, die beiden südlichen Variationszentren eine positive Ladung aufweisen. Die beiden Hauptkomponenten der zonalen Windkomponente sind hingegen beide negativ geladen. Anhand der Ladungen kann allerdings keine Aussage getroffen werden, auf welche Art und Weise das Niederschlagsverhalten der jeweiligen Station beeinflusst wird. Um den Einfluss der jeweiligen Hauptkomponenten innerhalb des Regressionsmodells auf den Niederschlag zu erfassen, müssen die Ausprägungen der PC-Scores im Zusammenhang mit den Beta-Koeffizienten untersucht werden. Eine tiefgründigere Analyse des Regressionsmodells ist Inhalt des Abschnittes (7.3.3), in dem die Auswirkungen der einzelnen Variationszentren im Hinblick auf Instationaritäten näher beleuchtet werden sollen.

Inwieweit sich gewisse Muster im Mittelmeerraum hinsichtlich der Prädiktorenauswahl ergeben soll im Folgenden untersucht werden. Auf Abbildung 13 sind die jeweiligen Kombinationen sowie die Prädiktorenanzahl der drei verschiedenen Jahreszeiten für das 90. Quantil abgebildet. Die Abbildungen der beiden anderen untersuchten Quantile und die dazugehörigen Tabellen befinden sich im Anhang B (Abb. B 1-3; Tab. B 4-6). Hierbei zeigt sich, dass die Anzahl der signifikanten Prädiktoren, aus den bereits unter Abschnitt 6.2.3 angeführten Gründen, mit zunehmenden τ soweit absinkt, dass für einige Stationen das 99. Niederschlagsquantil nicht, oder nur anhand eines Prädiktors abgeschätzt werden kann. So reduziert sich der Anteil der Niederschlagszeitreihen, die mittels einer Kombination aus mindestens einem thermodynamischen und einem zirkulationsdynamischen Prädiktor abgeschätzt werden können, über alle Quantile und Jahreszeiten hinweg von 93.5% auf 78%.

Dabei fällt auf, dass die Kombination aus zwei thermodynamischen bzw. zwei zirkulationsdynamischen Prädiktorvariablen, die bei der Ermittlung der besten Prädiktorenkombination für das 99. Niederschlagsquantil noch am häufigsten in Erscheinung trat, bei der endgültigen Prädiktorensélection keine Rolle mehr spielt (vgl. Anhang B, Abb. B 3; Tab. B 4-6). Dafür liegen bei diesem Quantil die meisten Fälle vor, die anhand von maximal zwei Variationszentren einer Prädiktorvariablen abgeschätzt werden. 53.2% aller Berechnungen für das 99. Niederschlagsquantil basieren auf nur einer Prädiktorvariablen, wobei hier vor allem die zonale Windkomponente (21.0%) bzw. die relative Feuchte (21.0%) berücksichtigt werden. Des Weiteren kann das 99. Quantil über alle Jahreszeiten

hinweg in drei Fällen nicht berechnet werden, da hier kein Variationszentrum als signifikant erachtet wird. Insgesamt weist das 99. Quantil im gesamten Mittelmeerraum ein stark uneinheitliches Bild auf, sodass keine Prädiktorenkombination (bzw. kein Prädiktor) ausgemacht werden kann, die in einer der Teilregionen dominiert.

Für die beiden anderen Niederschlagsquantile lässt sich eine Regionalisierung der Prädiktorenkombination durchaus ableiten. Vor allem für das 95. Quantil im Herbst (Anhang B, Abb. B 2) zeigt sich eine Bevorzugung bestimmter Kombinationen in den unterschiedlichen Teilregionen des Mittelmeerraums. So dominiert im westlichen Mittelmeerraum eine Kombination aus verschiedenen Variationszentren der relativen Feuchte und der zonalen Windkomponente auf unterschiedlichen Niveaus, während im Bereich des Apennins und der dalmatinischen Küste die Kombination aus spezifischer Feuchte und zonaler Windkomponente, im östlichen Mittelmeergebiet aus relativer Feuchte und geopotentieller Höhen überwiegt. In den beiden anderen Jahreszeiten ist eine regionale Differenzierung anhand der Prädiktorenkombination nicht mehr ganz so offensichtlich, einzig im Bereich der Iberischen Halbinsel bleibt die Kombination aus relativer Feuchte und zonaler Windkomponente dominant. Im zentralen Mittelmeerbereich kommt es im Winter zu einer leichten Verschiebung auf Kosten der spezifischen Feuchte in Richtung der relativen Feuchte, wohingegen im Frühjahr keiner Kombination eine Dominanz zugeschrieben werden kann. Auch in der Levante-Region kommt es im Winter und Frühling zu keiner deutlichen Hervorhebung einer einzelnen Prädiktorkombination. Lediglich die relative Feuchte spielt im gesamten Bereich über alle Jahreszeiten hinweg eine vorherrschende Rolle, während im Winter die meridionale, im Frühjahr die zonale Windkomponente die geopotentiellen Höhe als Prädiktorvariable in einigen Teilbereichen ersetzt. Allerdings weist keine dieser Variablen eine eindeutige Dominanz auf.

Anders zeigt sich das Bild vor allem im westlichen und zentralen Bereich des Mittelmeerraums für das 90. Niederschlagsquantil (Abb. 13). Hier dominiert über alle Jahreszeiten hinweg die Kombination aus relativer Feuchte und zonaler Windkomponente, wobei diese Vorrangstellung am deutlichsten im Frühjahr ausgeprägt ist. In der östlichen Mittelmeerregion kommt es zu einem jahreszeitlichen Wechsel der Dominanz, welche allerdings weniger stark ausgeprägt ist als bei den beiden anderen Regionen. In den

Übergangsjahreszeiten repräsentiert die Kombination aus relativer Feuchte und geopotentieller Höhe die häufigste Zusammenstellung der Prädiktoren in der Levante-Region, während im Winter, analog zu den beiden anderen Jahreszeiten, die relative Feuchte und die zonale Windkomponente die häufigste Kombination stellen.

Insgesamt werden die relative Feuchte (66.6%) und die zonale Windkomponente (55.9%) am häufigsten bei den Regressionsmodellen berücksichtigt, während die übrigen Prädiktorvariablen nur sporadisch zur Abschätzung von Starkregenereignissen herangezogen werden (shum: 23.3%; vwnd: 20.1%; hgt: 11.9%). Ein wesentlicher Punkt, der das vermehrte Auftreten der zonalen Windkomponente als Prädiktor erklärt, ist, dass große Teile der Küstengebiete im Mittelmeerraum eine mehr oder weniger nach Westen exponierte Lage aufweisen und somit, je nach Jahreszeit, im direkten Anströmbereich der Westwinddrift liegen, wodurch die Berücksichtigung der zonalen Windkomponente als Prädiktorvariable nachvollziehbar ist. Hierbei muss allerdings zwischen den Teilregionen hinsichtlich starker und extremer Niederschläge unterschieden werden. Im westlichen und zentralen Mittelmeerraum können die vom Atlantik herangeführten feuchten Luftmassen für starke Niederschlagsereignisse sorgen, Extreme werden jedoch zumeist durch regionale bzw. lokale Prozesse generiert, sodass der Einfluss der zonalen Windkomponente mit zunehmenden Quantil abnimmt. Im östlichen Teil des Mittelmeers hingegen nimmt der Einfluss der Westwinddrift aufgrund der südlichen und kontinentaleren Lage der Stationen kontinuierlich ab und Luftmassen anderer Herkunft führen zu mittleren bis starken Niederschlagsereignissen. Da hier jedoch die Küstenlinie sowie die angrenzenden Gebirge eine nahezu exakte Nord-Süd-Ausrichtung aufweisen, können die feuchten Luftmassen, die infolge des Zyperntiefs fast senkrecht auf diese Region treffen, für extreme Niederschlagsereignisse sorgen, was die zunehmende Bedeutung der zonalen Windkomponente hinsichtlich extremer Niederschläge in dieser Region erklärt.

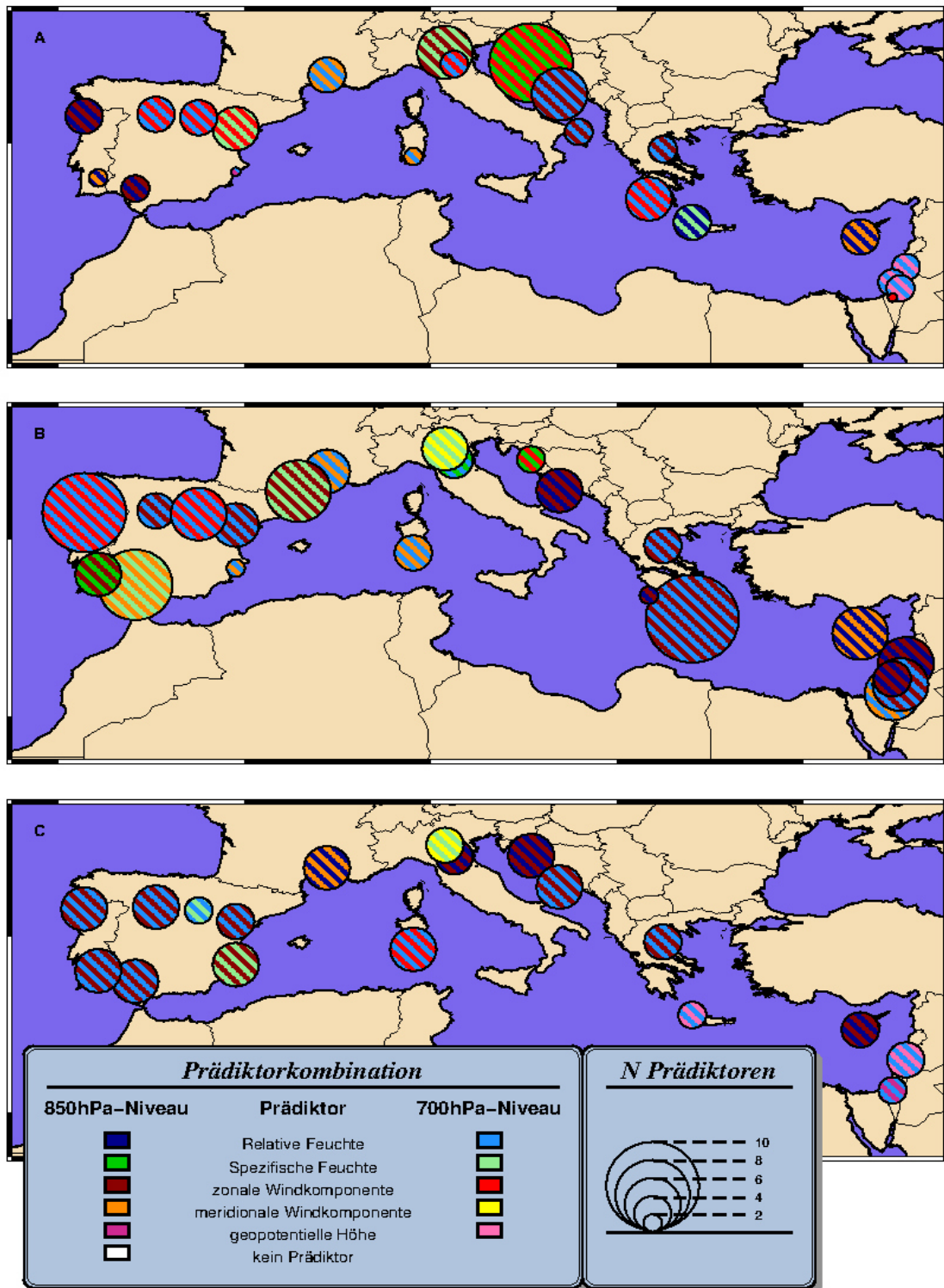


Abbildung 13: Prädiktorenkombination und –anzahl der verschiedenen Stationen für das 90. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

Die Präferenz der relativen gegenüber der spezifischen Feuchte bei der Prädiktorenauswahl kann hier als Resultat der Abschätzung der Niederschlagswahrscheinlichkeit angesehen werden. Möglicherweise würde es zu einer anderen Kombination kommen, wenn die Zusammensetzung der Prädiktoren für die Abschätzung der Niederschlagswahrscheinlichkeit und der Quantile separat durchgeführt werden würde. In dieser Arbeit wird jedoch für beide Modelle auf die Kombination der Prädiktorvariablen zurückgegriffen, die insgesamt den höchsten CQVSS aufweist.

7. Erfassung und Analyse von Instationaritäten

Da die Atmosphäre einem ständigen Wandel unterliegt können die Zusammenhänge zwischen den Prädiktoren und der Zielvariable gewissen natürlichen Schwankungen ausgesetzt sein, die entweder für einen kurzen Zeitraum anhalten oder über längere Perioden persistent sind. In diesem Fall kann die Abschätzung der Zielvariablen deutliche Abweichungen hinsichtlich der Qualität zwischen Kalibrierungs- und Validierungsperiode aufweisen, sodass die Übertragbarkeit des etablierten Regressionsmodells nicht mehr gegeben ist. Die Zusammenhänge zwischen Prädiktor und Prädiktand haben sich somit dahingehend verändert, dass der Zustand der Atmosphäre anhand des Modells zwar in der Kalibrierungs-, nicht aber in der Validierungsperiode zufriedenstellend wiedergegeben werden kann. Wenn es innerhalb der Atmosphäre über einen längeren Zeitraum zu Zustandsänderungen kommt, welche zu einer signifikanten Veränderung hinsichtlich der Qualität der Abschätzungen anhand der etablierten Regressionsmodelle führt, spricht man von Instationaritäten innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung. Verschiedene Ursachen, die instationäres Verhalten im Rahmen des statistischen Downscalings begünstigen, wurden bereits unter Abschnitt 4.3 näher erläutert. Um diese Instationaritäten innerhalb der saisonalen Zeitreihen zu erfassen, wird hier eine Methode angewendet, die auf zwei unterschiedlichen Ansätzen basiert und bereits von HERTIG & JACOBET (2015) bei einer ähnlichen Fragestellung realisiert wurde. Zum einen wird der schon zuvor erwähnte instationäre Ansatz der 31-jährigen gleitenden Subintervalle auf die unterschiedlichen Zeitreihen angewendet, um so eventuelle Zustandsänderungen der Atmosphäre zu erfassen. Zum anderen wird ein Ansatz verfolgt, der auf einer wiederholten Auswahl von 31 zufällig ausgewählten Jahren basiert, um so den Bereich der natürlichen (zufälligen) Variabilität abzugrenzen und im Folgenden als stationärer Ansatz bezeichnet wird.

7.1 Stationärer und instationärer Ansatz

Sowohl der stationäre als auch der instationäre Ansatz wurden bereits unter Punkt 6.4 im Rahmen der Prädiktorensélection weitestgehend erläutert. Die gleitenden 31-jährigen Subintervalle können an dieser Stelle, wie bereits erwähnt, zur Erfassung von Instationaritäten herangezogen werden, da hier keine Trendanalysen durchgeführt werden. Würde die zeitliche Entwicklung des Prädiktanden im Vordergrund stehen, kann dieser Ansatz nicht verwendet werden, da z.B. ein Anhängen von Jahren Einflüsse vom Beginn der Zeitreihe auf das Ende übertragen würde. Im Folgenden soll jedoch die Übertragbarkeit der aufgestellten Modelle auf andere Zeiträume getestet werden. Ausgehend von der Annahme, dass jede untersuchte Zeitreihe stationär ist, d.h. jedes einzelne Modell ist auf jeden beliebigen Zeitraum ohne signifikanten Qualitätsverlust übertragbar, wird beim instationären Ansatz die zeitliche Entwicklung der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung untersucht. Aus diesem Grund können die gleitenden Subintervalle mit Jahren vom Beginn der Zeitreihe ergänzt werden, wenn das Ende der Zeitreihe erreicht wird. Dem Ansatz unter 6.4.2 folgend, werden auch hier die jeweiligen statistischen Kenngrößen dem Mitteljahr der entsprechenden Kalibrierungsperiode zugeordnet.

Der stationäre Ansatz unterscheidet sich von dem Vorgehen unter Abschnitt 6.4.2 lediglich darin, dass bei den 100 zufällig ausgewählten 31-jährigen Zeitreihen (Kalibrierung) nur die nach dem Selektionsverfahren signifikanten Prädiktoren berücksichtigt werden. Anhand dieser Prädiktoren werden nun für den Kalibrierungszeitraum die entsprechenden Modelle aufgestellt und auf die restlichen Jahre (Validierung) übertragen. Die Güte dieser Modelle wird anschließend jeweils auf Basis des CQVSSs der Validierungsperiode bewertet. Die daraus resultierenden niedrigsten und höchsten CQVSSs der 100 zufällig ausgewählten Validierungsperioden umfassen dabei den Schwankungsbereich der natürlichen (zufälligen) Variabilität der einzelnen Referenzstationen für das jeweilige Quantil. Fällt der CQVSS der instationären Modelle für drei oder mehr aufeinanderfolgende Jahre unter den unteren Schwellenwert (negative Instationarität) bzw. übersteigt er für drei oder mehr aufeinanderfolgende Jahre den oberen Schwellenwert (positive Instationarität), wird für diese Zeitreihe eine Instationarität innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung angenommen. Im Folgenden werden die positiven und negativen Instationaritäten weiter anhand der Dauer des instationären Zustands kategorisiert. Liegt

der CQVSS der gleitenden Subintervalle zwischen drei und fünf Jahre unterhalb (oberhalb) des unteren (oberen) Schwellenwertes, wird diese als kurze negative (positive) Instationarität bezeichnet. Eine mittlere Instationarität liegt vor, wenn sechs bis acht Jahre außerhalb des Bereichs der natürlichen Variabilität liegen, während eine lange Instationarität mehr als neun aufeinanderfolgende Jahre andauert.

Ein Nachteil des stationären Ansatzes ist, dass der Schwankungsbereich der natürlichen (zufälligen) Variabilität abhängig von der Anzahl der Zufallsstichproben ist. Würde man eine Station in Betracht ziehen, bei der eine Instationarität vorliegt, könnte durch eine Zunahme der Anzahl der Zufallsstichproben der Schwankungsbereich so vergrößert werden, dass kein instationäres Verhalten der gleitenden Subintervalle mehr vorliegt. So steigt die Wahrscheinlichkeit, das exakt die 31-jährige Zeitreihe aus den vorhandenen Jahren extrahiert wird, die beim instationären Ansatz ein Minimum bzw. Maximum aufweist, wenn die Anzahl der Zufallsstichproben gegen unendlich geht. Eine exaktere Herangehensweise an die Bestimmung der Schwellenwerte wäre eine Betrachtung von bestimmten Perzentilen der gesamten möglichen Verteilung der CQVSSs aller Kombinationsmöglichkeiten. Da allerdings bei einer vorliegenden Zeitreihe von 50 Jahren ca. 304 Billionen Kombinationsmöglichkeiten bestehen, 31-jährige Zeitreihen zu bilden, würde der Rechenaufwand ins Unermessliche ansteigen, sodass die hier vorliegende Alternative durchaus ein ausgewogenes Maß zwischen Rechenaufwand und Zweckmäßigkeit darstellt.

7.2 Überblick über wechselnde Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum

Die beiden Ansätze werden nun auf die entsprechenden Quantile aller saisonalen Zeitreihen der Referenzstationen angewendet, um so eventuelle Zustandsänderungen der Atmosphäre zu erfassen (vgl. Anhang C, Abb. C4-C26), die sich auf die Regressionsmodelle in irgendeiner Form auswirken. Für das 90. Niederschlagsquantil liefert die Abbildung 14 eine Übersicht über die drei verschiedenen Jahreszeiten, die Abbildungen der beiden anderen Quantile befinden sich im Anhang C (Abb. C2 und C3). Dabei gibt die

Farbe und Größe der Symbole an, welche Art von Instationarität an der jeweiligen Station über eine gewisse Zeitspanne vorliegt.

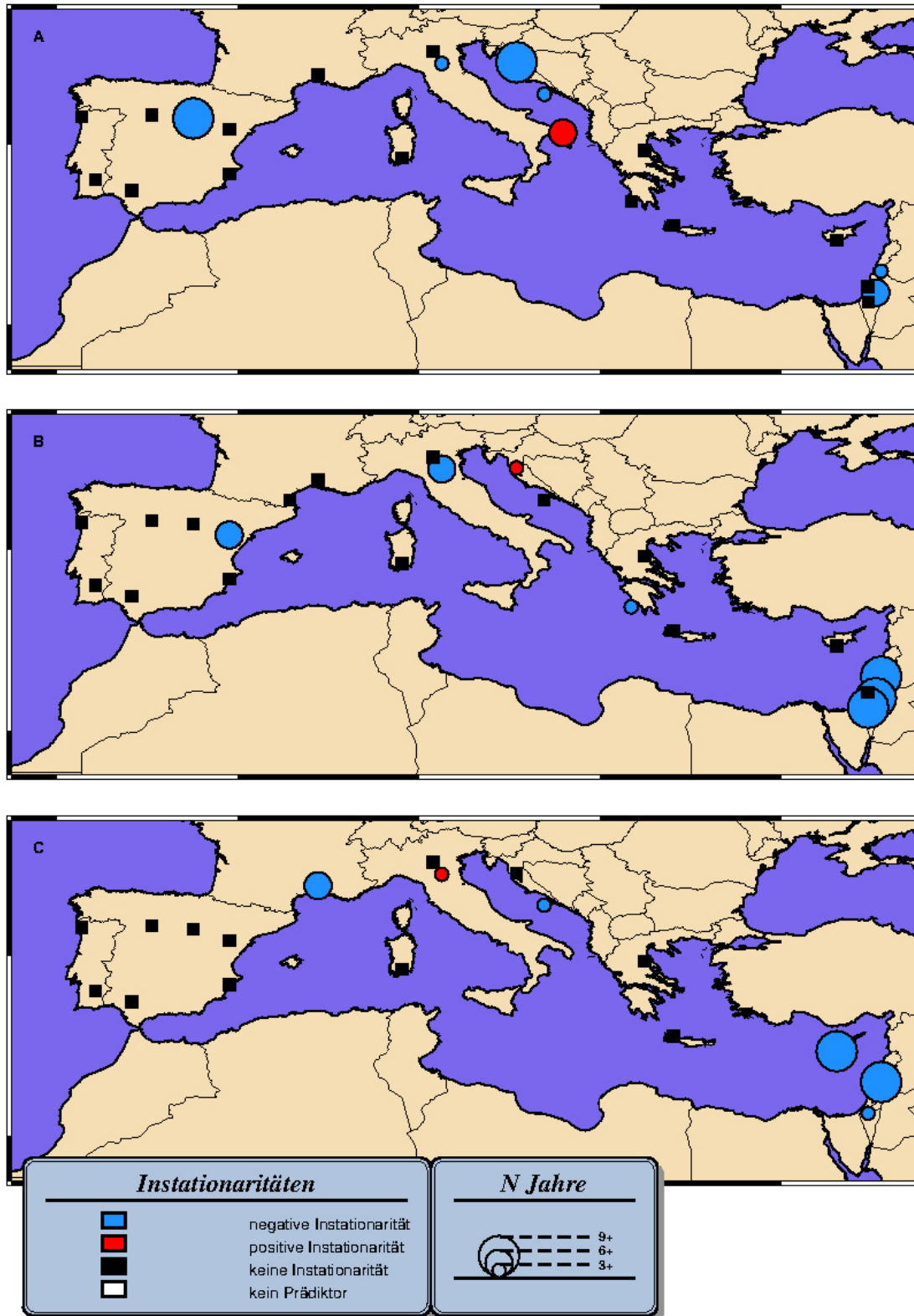


Abbildung 14: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 90. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

Für das 90.Niederschlagsquantil weisen im Mittel 32.3% der Stationen über alle Jahreszeiten hinweg für mindestens drei aufeinanderfolgende gleitende Subperioden eine Instationarität auf. Während der westliche Mittelmeerraum nur wenig von Instationaritäten betroffen ist (jeweils eine Station pro Jahreszeit), ist der zentrale Mittelmeerraum überwiegend im Herbst (44.4%), der östliche Mittelmeerraum in den beiden Jahreszeiten Winter (60%) und Frühling (100%) von einer variierenden Prädiktor-Prädikand-Beziehung betroffen. Hierbei zeigt sich, dass die negativen Instationaritäten den positiven überwiegen, wobei diese Begebenheit vor allem in der Levante-Region und im Bereich der Iberischen Halbinsel zu beobachten ist, da hier keine einzige positive Instationarität vorliegt. Bei der Mehrheit der Instationaritäten handelt es sich dabei um kleinere Instationaritäten (40%), die eine Dauer von 3-5 Jahren aufweisen, gefolgt von großen Instationaritäten (35%), die bei der Analyse des 90.Niederschlagsquantils ausschließlich durch eine Unterschreitung des unteren Schwellenwerts geprägt sind und größtenteils im östlichen Mittelmeerraum verortet sind. Um die möglichen Ursachen dieser Instationaritäten im östlichen Mittelmeerraum aufzuzeigen wird im Folgenden (Kapitel 7.3) auf das 90. Niederschlagsquantil der Beispielstation Safed im Winter näher eingegangen.

Bei der Betrachtung des 95.Niederschlagsquantils (Anhang C, Abb. C 2) im Winter fällt auf, dass sich im Mittelmeerraum ein bipolares Verteilungsmuster der Instationaritäten einstellt. Dieses ist geprägt von ausnahmslos positiven Instationaritäten im Bereich der Iberischen Halbinsel und, analog zum 90.Quantil, durchweg negativen Instationaritäten im östlichen Teil des Mittelmeers. Insgesamt weist das 95.Niederschlagsquantil die gleiche Anzahl an Zeitreihen auf, die durch Instationaritäten behaftet sind, wie das 90.Quantil. Allerdings erweist sich hier die Jahreszeit Winter als diejenige, die am häufigsten durch wechselnde Prädiktor-Prädikand-Beziehungen beeinträchtigt ist (40.9%), während im Herbst lediglich jede fünfte Station, im Frühling jede dritte Station durch instationäres Verhalten geprägt ist. Eine weitere Auffälligkeit besteht darin, dass im Winter überwiegend Instationaritäten von längerer Dauer vorliegen, während im Herbst mittlere, im Frühjahr die kleineren Instationaritäten dominieren. Räumlich betrachtet zeigt

das 95.Quantil die gleiche Verteilung der Instationaritäten wie das 90.Niederschlagsquantil mit einem Schwerpunkt in der Levante-Region und nur vereinzelt auftretenden Instationaritäten im Bereich der Iberischen Halbinsel.

Die Analysen des 99. Niederschlagsquantils (Anhang C, Abb. C3) im Hinblick auf Instationaritäten sind allein durch die Prädiktorensélection weniger aussagekräftig, da diese, wie bereits erwähnt, teilweise nur auf einem einzelnen Prädiktor beruhen bzw. keine Prädiktoren für die Abschätzung des 99. Quantils zur Verfügung stehen. Durch diese Begebenheit wird auch das Auftreten sowie die Dauer der Instationaritäten durch die mangelnde Modellgüte beeinflusst. Generell lässt sich bei diesem Quantil sagen, dass hier vor allem weniger und kürzer andauernde Instationaritäten auftreten als bei den beiden anderen Quantilen. Auch hier liegt der räumliche Schwerpunkt im östlichen Mittelmeerraum, allen voran in der Jahreszeit Winter, in der 80% der Stationszeitreihen eine Instationarität aufweisen. Im Gegensatz dazu sind die Zeitreihen des 99.Niederschlagsquantils im zentralen Mittelmeerraum kaum mehr durch instationäres Verhalten geprägt, sodass der westliche Mittelmeerraum hier insgesamt sogar mehr Instationaritäten aufweist.

Insgesamt sind bis auf die beiden westlichsten Niederschlagsregionen (Barcelos, NR-1; Beja, NR-4) alle Regionen mehr oder weniger von wechselnden Prädiktor-Prädikand-Beziehungen betroffen. Neun Referenzstationen weisen nur zu einer einzigen Jahreszeit eine Instationarität auf, während sieben in zwei, und vier Niederschlagsregionen in allen drei Jahreszeiten einem instationären Verhalten hinsichtlich der Prädiktor-Prädikand-Beziehung unterliegen. Die hier vorliegenden Ergebnisse decken sich in etwa mit den Analysen von Instationaritäten in Bezug auf tägliche Niederschlagswerte von HERTIG & JACOBET (2013). Wenngleich auch die hier vorliegenden Werte etwas geringer ausfallen, weist der Winter (41.5%) insgesamt die meisten Instationaritäten auf, gefolgt von Frühling (30.2%) und Herbst (28.3%), wobei in 73.6% der Fälle eine negative Instationarität vorliegt. Die Autoren führen dabei das winterliche Maximum auf den zunehmenden Einfluss der Westwindzirkulation zu dieser Jahreszeit zurück.

Des Weiteren lässt sich sagen, dass mit zunehmenden Abstand der Referenzstation zum Atlantik die Wahrscheinlichkeit, dass die Niederschlagszeitreihe von einer Instationarität in der Prädiktor-Prädikand-Beziehung betroffen ist, zunimmt. Dies hat zur Folge,

dass im Winter 73.3% der aufgestellten Regressionsmodelle im östlichen Mittelmeerraum (N=15; 5 Niederschlagsregionen, 3 Quantile) durch eine (negative) Instationarität beeinträchtigt werden, während im zentralen Bereich 29.2% (N=24; 8 NR, 3 Q), im westlichen Mittelmeerraum hingegen nur 18.5% (N=27; 9 NR, 3 Q) der Modelle durch eine wechselnde Prädiktor-Prädiktand-Beziehung geprägt werden.

7.3 Analyse der langen negativen Instationarität des 90. Niederschlagsquantils der Station Safed im Winter

Die Station Safed liegt im nordöstlichen Bereich Israels etwa 50km von der Mittelmeerküste entfernt auf einer Höhe von 840m ü. NN und repräsentiert die Referenzstation der Niederschlagsregion NR-2 im Winter. Unterstützt durch orographische Einflüsse kommt es in diesem Bereich, der aufgrund der nördlichen Lage und der geringen Distanz zum Mittelmeer zu den humideren Regionen der Levante-Region zählt, zu ausreichend Niederschlägen (SAARONI ET AL. 2010). Die Niederschlagszeitreihe der Station Safed umfasst dabei die täglich aufgelösten Niederschlagsdaten von 45 Wintern (1959-2003). Bei den vorangegangenen Analysen wies diese Zeitreihe weder eine Inhomogenität noch Fehlwerte auf.

7.3.1 Performanz der mittels gleitender Kalibrierungsperioden aufgestellten TSCQR-Modelle

Für die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils ($\tau = 0.90$) der Station Safed im Winter werden die Variationszentren herangezogen, die sich im Rahmen der Prädiktorensélection als signifikant erwiesen haben. Das Prädiktorenset setzt sich zusammen aus zwei Variationszentren der zonalen Windkomponente (PC-5, PC-11) sowie vier Variationszentren der relativen Feuchte (PC-2, PC-9, PC-10, PC-14), beide auf dem 850hPa-Niveau. Die räumliche Verortung der signifikanten Variationszentren kann Abbildung 12 (Seite 105) entnommen werden.

In Abbildung 15 sind die Ergebnisse der Instationaritätenanalyse für die Beispielstation Safed für das 90. Niederschlagsquantil im Winter abgebildet. Der höchste CQVSS

(0.4634) wird für die Kalibrierungsperiode mit dem Mitteljahr 1967 erreicht und liegt oberhalb des oberen Schwellenwerts (rote gepunktete Linie) von 0.4511. Da hier allerdings nur zwei aufeinanderfolgende Jahre diesen Schwellenwert überschreiten, wird hier keine Instationarität angenommen. Anders hingegen sieht es bei den Modellen aus, deren Mitteljahre in der Mitte der Zeitreihe angeordnet sind. Hier fallen insgesamt zwölf aufeinander folgende Jahre unter den unteren Schwellenwert (blaue gepunktete Linie) von 0.2470, wobei der niedrigste CQVSS (0.1345) für das Modell mit dem Mitteljahr 1981 erreicht wird. Daraus folgt, dass an der Station Safed die Prädiktor-Prädiktand-Beziehung des 90. Niederschlagsquantils im Winter einer langen negativen Instationarität unterliegt. Die Ergebnisse des stationären und instationären Ansatzes für die verschiedenen Referenzstationen der Niederschlagsregionen sind im Anhang C (Abb. C 4-26) für die jeweiligen Jahreszeiten und Quantile zusammengefasst.

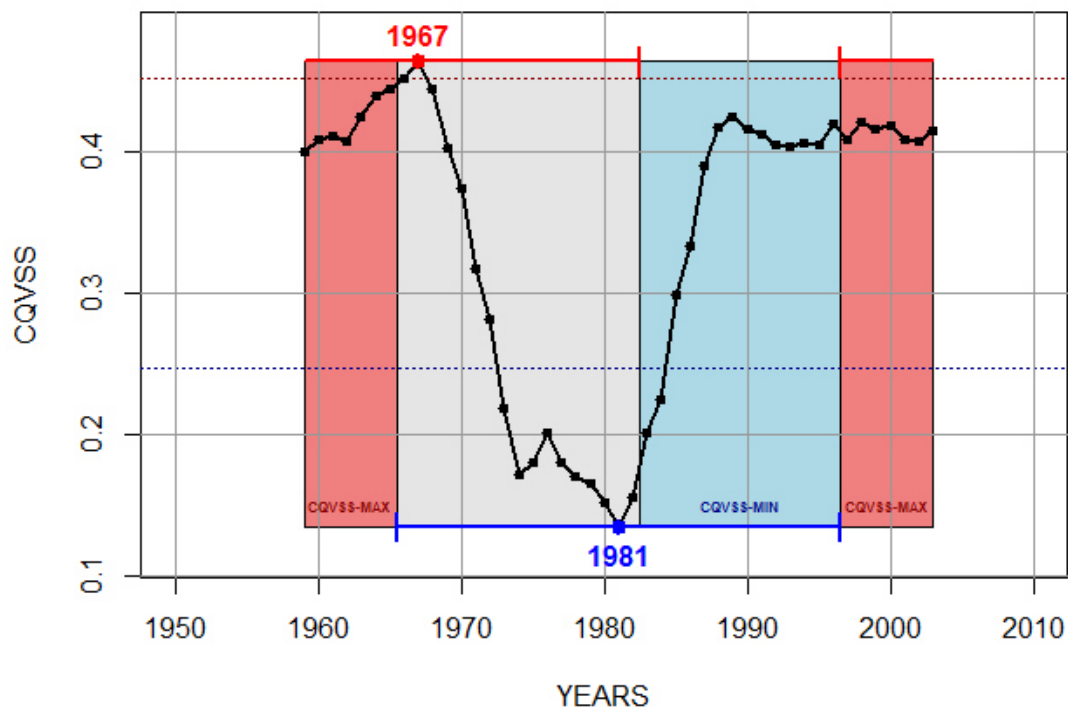


Abbildung 15: CQVSS der Modelle basierend auf dem instationären Ansatz (schwarze Linie) der Station Safed im Winter für das 90. Niederschlagsquantil. Der höchste (rote gepunktete Linie) und der niedrigste (blau gepunktete Linie) CQVSS des stationären Ansatzes kennzeichnen den Bereich der natürlichen (zufälligen) Variabilität.

Die Jahre, die in die jeweilige Kalibrierungsperiode mit dem höchsten (niedrigsten) CQVSS einfließen, sind, ausgehend vom Mitteljahr, anhand einer roten (blauen) durchgängigen Linie gekennzeichnet. Um mögliche Ursachen für die Unterschiede in der Güte der Regressionsmodelle zu erfassen, sollen im Folgenden nun die beiden Kalibrierungsperioden miteinander verglichen werden, die einerseits am besten (1967), andererseits am schlechtesten (1981) auf andere Perioden übertragbar sind. Da sich beide Kalibrierungsperioden zwischen 1968 und 1982 (grauer Bereich) überschneiden, werden für die nachstehenden Analysen nur die Jahre berücksichtigt, die sich explizit einer der beiden Perioden zuordnen lassen, da die Gründe für das instationäre Verhalten überwiegend in diesen Jahren vorzufinden sein müssen. Diese beiden 14 Jahre umfassenden Perioden werden bei den weiter unten folgenden Analysen jeweils mit $CQVSS_{MIN}$ (blauer Bereich) und $CQVSS_{MAX}$ (roter Bereich) bezeichnet.

7.3.2 Vergleich der klimatischen Eigenschaften des Niederschlags von $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$

Die wichtigen Kenngrößen des Niederschlags wie saisonaler Niederschlag (N), Anzahl der Niederschlagstage (E) und Anzahl der Tage mit einem Niederschlag $N > \tau$ pro Saison (E_s) sowie der Niederschlag pro Niederschlagstag sind für die Station Safed in Abbildung 16 sowohl absolut (links) als auch als saisonale Abweichungen vom Mittelwert (rechts) dargestellt. Die schwarze gestrichelte Linie in den Abbildungen auf der linken Seite repräsentiert dabei den über die gesamte Zeitreihe berechneten Mittelwert. Jahre, die in der Periode $CQVSS_{MIN}$ enthalten sind, werden durch blaue, und Jahre, die in der Periode $CQVSS_{MAX}$ enthalten sind, durch rote Balken gekennzeichnet, während Jahre, die in beiden Perioden vorkommen, durch graue Balken repräsentiert werden. Die Mittelwerte der oben genannten Kenngrößen sind für die beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ in Tabelle 3 aufgeführt. Ergänzt wird diese Tabelle durch eine Betrachtung der mittleren Niederschläge bei starken (N_s/E_s ; $N > \tau$) und moderaten Niederschlagsereignissen (N_m/E_m ; $0 < N < \tau$).

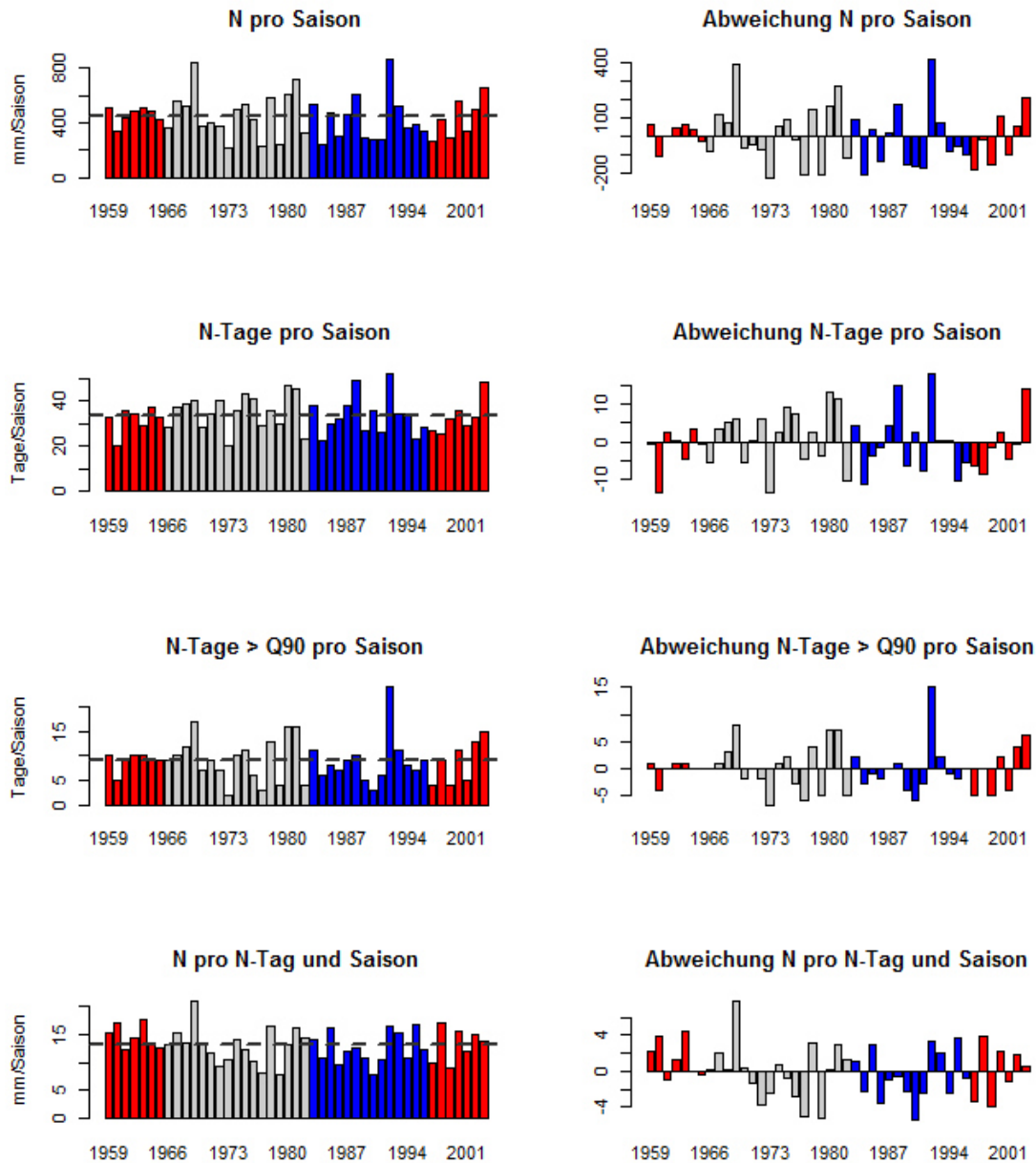


Abbildung 16: Absolute klimatische Kenngrößen des Niederschlags (links) und Abweichungen vom Mittel (rechts) für die Station Safed im Winter. Die blauen Balken repräsentieren CQVSS_{MIN}, die roten Balken CQVSS_{MAX}.

Anhand der vorliegenden Graphiken in Abbildung 16 zeigt sich, dass die Unterschiede zwischen beiden Perioden kaum abzulesen sind. Lediglich das Jahr 1992, welches innerhalb der Periode CQVSS_{MIN} liegt, weist deutlich erhöhte saisonale Niederschläge sowie eine hohe Anzahl an Niederschlagstagen mit Niederschlägen oberhalb des 90. Quantils auf. Ein Blick auf Tabelle 3 zeigt jedoch, dass dieses außergewöhnlich humide Jahr durch die restlichen Jahre von CQVSS_{MIN} kompensiert wird, sodass der Niederschlag pro Saison

bei $CQVSS_{MIN}$ unterhalb, die Anzahl der Starkregenereignisse nur leicht über dem Wert von $CQVSS_{MAX}$ liegt.

Insgesamt regnet es in $CQVSS_{MIN}$ 18.9mm pro Saison weniger als in $CQVSS_{MAX}$, obwohl $CQVSS_{MIN}$ durchschnittlich 1.2 Tage mehr Niederschlagstage pro Saison aufweist. Dies hat zur Folge, dass der Niederschlag pro Niederschlagstag in $CQVSS_{MAX}$ im Mittel 1.4mm über dem Wert von $CQVSS_{MIN}$ liegt. Vergleichbares zeigt sich bei den moderaten Niederschlägen, wobei hier der Unterschied zwischen den beiden Perioden bei N_M/E_M am geringsten ausfällt. Bei den Starkregenereignissen hingegen ist E_S in beiden Perioden auf etwa demselben Niveau, während die Niederschlagsmenge an diesen Tagen bei $CQVSS_{MAX}$ deutlich über dem Wert von $CQVSS_{MIN}$ (+2.6mm) liegt.

Tabelle 3: Überblick über die saisonalen Mittelwerte klimatischer Kenngrößen des Niederschlags von $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$.

	$CQVSS_{MIN}$	$CQVSS_{MAX}$
Referenzjahr:	1981	1967
Periode:	1983-1996	1959-1965 & 1997-2003
Niederschlag N (in mm):	424.8	443.7
Niederschlagstage E (in d):	33.5	32.3
N/E (in mm):	12.5	13.9
Starkregenereignisse E_S (in d):	8.9	8.8
N_S/E_S (in mm):	31.6	34.2
moderate Regenereignisse E_M (in d):	24.6	23.4
N_M/E_M (in mm):	5.9	6.3

Die Abweichungen zwischen $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$, insbesondere bei den Starkniederschlagsereignissen, können als erstes Indiz für die vorliegende Instationarität angesehen werden. Anscheinend gewinnen atmosphärische Prozesse, die diese Unterschiede hervorrufen, in einer der beiden Perioden an Bedeutung, die anhand des aufgestellten Regressionsmodells der anderen Periode nicht erfasst werden können. Im Folgenden sollen nun die verschiedenen Prädiktoren näher untersucht werden, um so mögliche Einflussfaktoren zu ermitteln, die für diese Instationarität verantwortlich sind.

7.3.3 Vergleich zwischen den Ausprägungen der signifikanten Variationszentren von $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$

Um mögliche Ursachen für die vorliegende Instationarität auszumachen, werden die einzelnen Prädiktoren der beiden Stichproben von zwei Seiten näher beleuchtet. Zum einen wird der Einfluss der verschiedenen Variationszentren auf die Abschätzung der Niederschläge anhand der Beta-Koeffizienten untersucht. An dieser Stelle stehen vor allem die Variationszentren im Vordergrund, die den größten Einfluss auf den modellierten Niederschlag haben und, falls abweichend, zwischen den beiden Stichproben den größten Unterschied hinsichtlich der Beta-Koeffizienten aufweisen. Die Beta-Koeffizienten der signifikanten Variationszentren der beiden Stichproben $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ sind für das angeführte Beispiel in Tabelle 4 dargestellt.

Zum anderen werden die Verteilungen der Hauptkomponenten-Scores zwischen den beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ miteinander verglichen. Die Abweichungen innerhalb der Verteilung sollten zwar anhand der Beta-Koeffizienten erfasst werden, allerdings könnten stark voneinander abweichende Verteilungen durchaus Prozesse hervorrufen, die ein instationäres Verhalten innerhalb der Prädiktor-Prädikand-Beziehungen erklären könnten. Aus diesem Grund wird auch das Variationszentrum näher beleuchtet, welches die größten Abweichungen zwischen den beiden Verteilungen aufweist. Insgesamt werden somit im weiteren Verlauf bis zu drei Variationszentren auf mögliche Ursachen in Hinblick auf Instationaritäten untersucht.

7.3.3.1 Auswahl der zu untersuchenden Variationszentren anhand der Beta-Koeffizienten

Die Analyse der Beta-Koeffizienten zeigt, dass alle Variationszentren während $CQVSS_{MIN}$ einen höheren absoluten Beta-Koeffizienten aufweisen als in der Periode $CQVSS_{MAX}$ (siehe Tab. 4). Lediglich der β_0 -Koeffizient, welcher die Niederschlagshöhe repräsentiert, die nicht anhand der vorliegenden Hauptkomponenten erklärt wird, ist bei $CQVSS_{MAX}$ deutlich stärker ausgeprägt. Die Abschätzungen des 90. Niederschlagsquantils beruhen bei $CQVSS_{MIN}$ zu einem wesentlich höheren Anteil auf den signifikanten Hauptkomponenten. Den mit Abstand höchsten Beta-Koeffizienten weist dabei PC-11 der zonalen Windkomponente auf, wobei in der Periode $CQVSS_{MAX}$ nahezu 50%, bei $CQVSS_{MIN}$ zirka

40% der modellierten Niederschlagsvariation allein durch dieses Variationszentrum verursacht wird. Der größte absolute Unterschied zwischen den Beta-Koeffizienten beider Perioden ist bei PC-10 der relativen Feuchte auszumachen, wodurch dieses Variationszentrum in $CQVSS_{MIN}$ am stärksten an Einfluss gewinnt. Aus diesem Grund werden im weiteren Verlauf die Kompositen dieser beiden Variationszentren näher betrachtet.

Tabelle 4: Übersicht über die Beta-Koeffizienten für die Regressionsmodelle von $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$.

	$CQVSS_{MIN}$	$CQVSS_{MAX}$
Beta-0	+7.71	+12.40
<i>rhum.0850 PC-2</i>	+4.95	+3.26
<i>rhum.0850 PC-9</i>	+3.92	+1.87
<i>rhum.0850 PC-10</i>	-4.47	-2.34
<i>rhum.0850 PC-14</i>	-1.92	-1.78
<i>uwnd.0850 PC-5</i>	+2.48	+1.52
<i>uwnd.0850 PC-11</i>	-12.10	-10.49

Wirft man einen Blick auf den zeitlichen Verlauf der Beta-Koeffizienten (Abb.17), der sich aufgrund der gleitenden Subintervalle ergibt, zeigt sich, dass sich der Verlauf des $CQVSS$ s in den meisten Zeitreihen diametral widerspiegelt. So nehmen die Beta-Koeffizienten der Hauptkomponenten PC-2, PC-9 und PC-10 der relativen Feuchte sowie PC-11 der zonalen Windkomponente höhere (niedrigere) absolute Werte MAX_{ABS} (MIN_{ABS}) an, wenn der $CQVSS$ absinkt (ansteigt), wenngleich auch keines der Maxima und Minima mit dem niedrigsten und höchsten Wert des $CQVSS$ übereinstimmt. Die größte Schwankungsbreite weist dabei PC-2 der relativen Feuchte (MIN_{ABS} : 2.52; MAX_{ABS} : 5.98) auf, gefolgt von PC-11 der zonalen Windkomponente (MIN_{ABS} : 9.94; MAX_{ABS} : 13.10). Im Gegensatz dazu verläuft der β_0 -Koeffizient nahezu analog zum $CQVSS$ und erreicht den

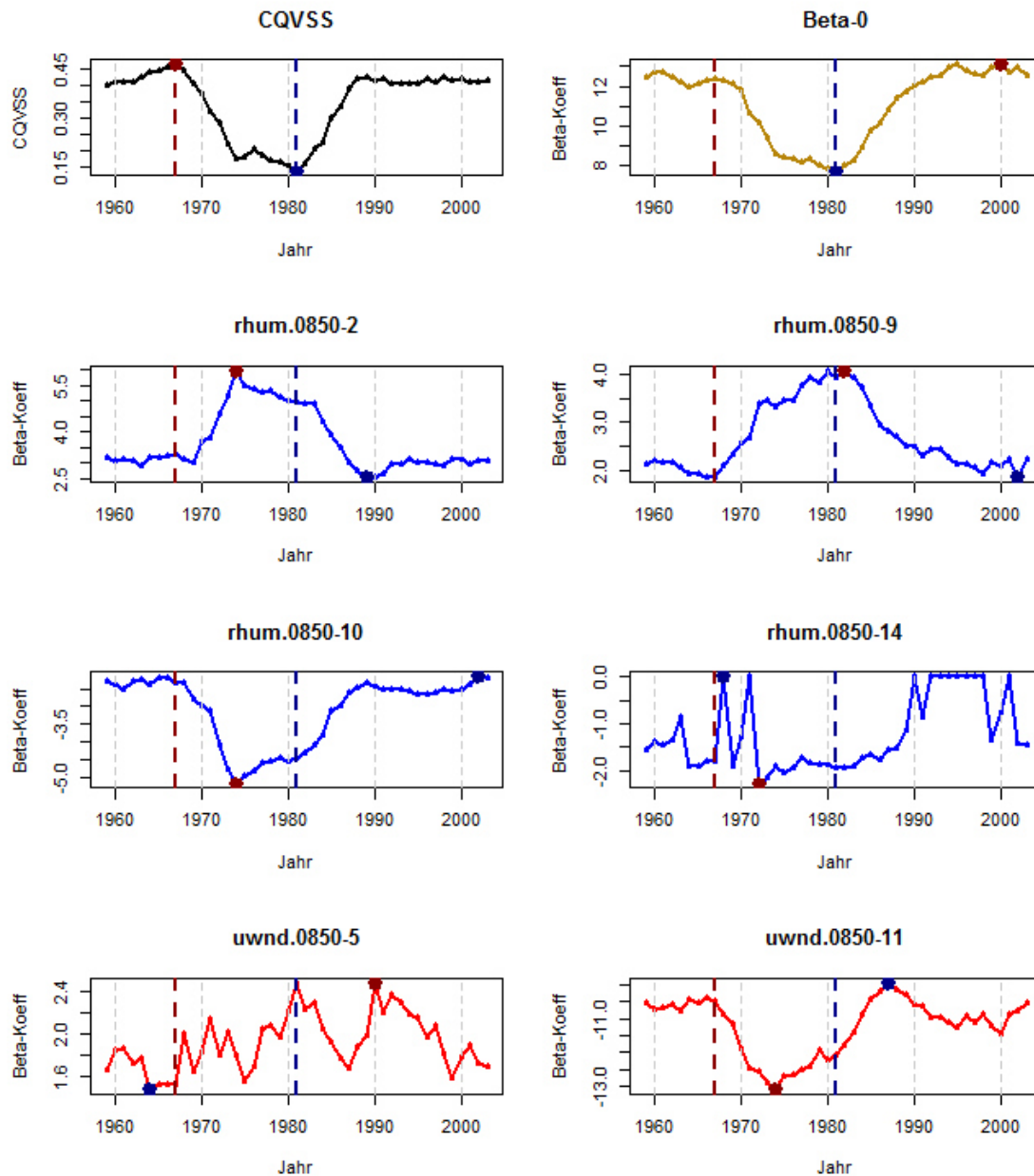


Abbildung 17: Zeitlicher Verlauf des CQVSSs und der Beta-Koeffizienten des instationären Ansatzes für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed im Winter. Die gestrichelten Linien repräsentieren dabei das Maximum (rot) und Minimum (blau) des CQVSSs. Die Punkte kennzeichnen jeweils das absolute Maximum (rot) und Minimum (blau) der jeweiligen Zeitreihe.

niedrigsten Wert in dem Jahr, in dem auch der CQVSS am geringsten ist. Mit einer Spannweite von 5.4 liegt hier die höchste Variabilität bei den Beta-Koeffizienten vor (MIN_{ABS} : 7.71; MAX_{ABS} : 13.11).

Der Verlauf der Beta-Koeffizienten kann als Anzeichen dafür angesehen werden, inwieweit die Modelle den Zustand der Atmosphäre widerspiegeln können. Kommt es nun

zwischen Kalibrierung und Validierung zu Zustandsänderungen innerhalb der Atmosphäre, können die auf die spezifischen Eigenschaften der Kalibrierung gut angepassten Modelle diese nicht in vollem Umfang erfassen, wodurch es innerhalb der Validierung zu einer Abnahme der Modellgüte kommt. Modelle, bei denen die Beta-Koeffizienten der Prädiktoren relativ geringe absolute Werte aufweisen, reagieren bei der Modellübertragung dagegen weniger sensibel auf atmosphärische Zustandsänderungen, so dass die Modellgüte bei der Übertragung auf andere Perioden nur in geringem Maße davon beeinflusst wird.

7.3.3.2 Auswahl der zu untersuchenden Variationszentren anhand der Hauptkomponenten-Scores

Da die Schritte zwei und drei der TSCQR auf einem linearen Modell basieren, sind die Abschätzungen des Niederschlags direkt von den Ausprägungen der PC-Scores abhängig. Somit lassen sich unter der Annahme eines relativ konstanten atmosphärischen Zustands durchaus Rückschlüsse auf die Verteilung der Scores, basierend auf der vorliegenden klimatologischen Kenngrößen des Niederschlags, ziehen. Allerdings muss dabei berücksichtigt werden, dass sich nur vereinzelt Aussagen über die Verteilung der Scores treffen lassen, wenn eine entsprechende Modellgüte gegeben ist und das betrachtete Variationszentrum einen deutlich höheren absoluten Beta-Koeffizienten aufweist als die übrigen Prädiktoren, sodass die Variation des Niederschlags überwiegend diesem einen Variationszentrum zugesprochen werden kann. Für die übrigen PCs lassen sich keine Aussagen über die Verteilung der Scores anhand der beobachteten klimatischen Kenngrößen treffen, da deren Einfluss auf das Niederschlagsverhalten zu gering ist, sodass diese lediglich modifizierend auf den Niederschlag einwirken können. Das Variationszentrum, welches in beiden Perioden den mit Abstand höchsten absoluten Beta-Koeffizienten aufweist, ist PC-11 der zonalen Windkomponente. Da dessen Beta-Koeffizient ein negatives Vorzeichen aufweist, wirken sich negative (positive) Scores niederschlagsfördernd (niederschlagshemmend) auf den modellierten Niederschlag aus. Bei entsprechender Modellgüte sollten Abweichungen zwischen modellierten und beobachteten Niederschlag vor allem an diesem Variationszentrum auszumachen sein.

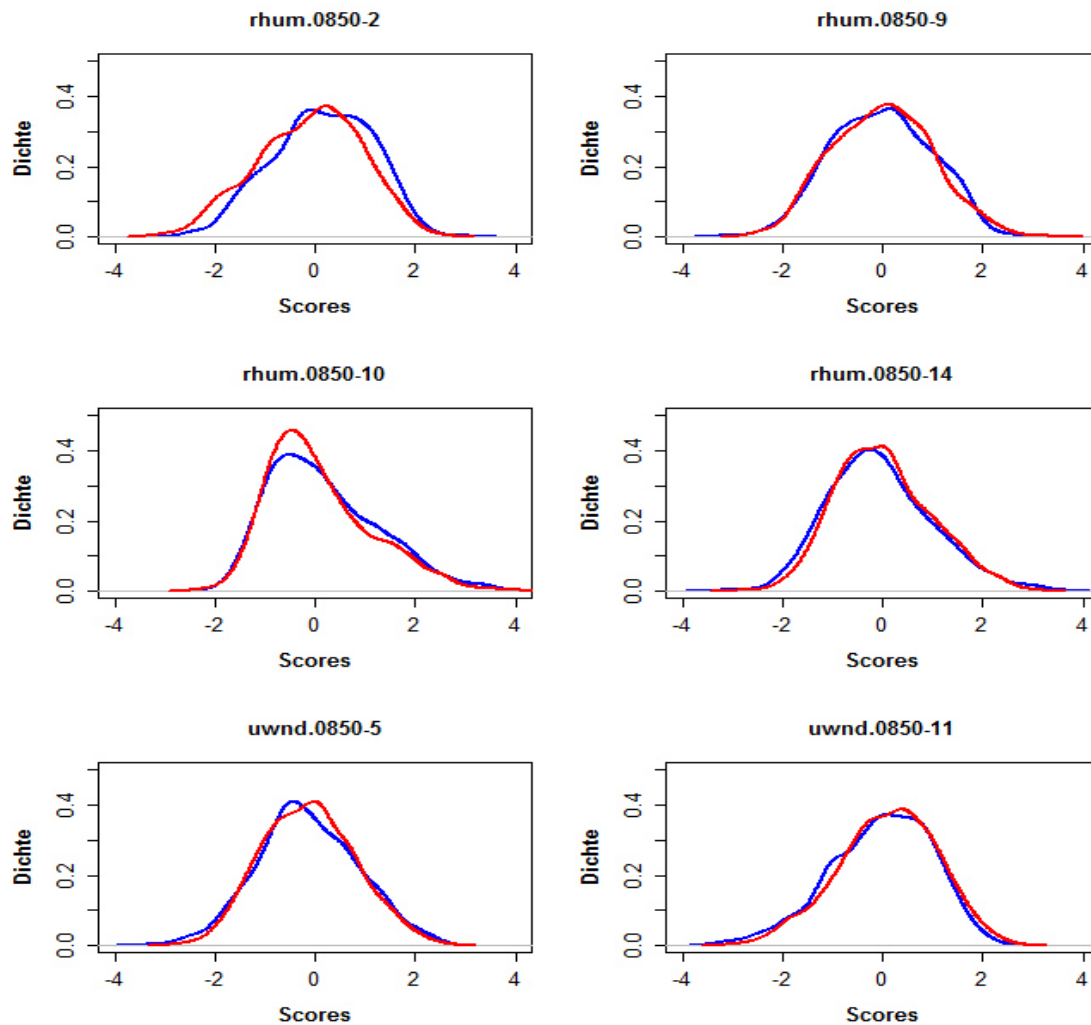


Abbildung 18: Verteilungsdichtefunktion der Scores für die einzelnen Prädiktoren der Perioden $CQVSS_{MIN}$ (blau) und $CQVSS_{MAX}$ (rot).

Aufgrund der im Mittel 18.9mm höheren saisonalen Niederschläge (siehe Tab. 3) in der Periode $CQVSS_{MAX}$, sollte bei $CQVSS_{MAX}$ theoretisch entweder die Anzahl an Tagen, an denen PC-11 der zonalen Windkomponente einen negativen Score aufweist, oder die Anzahl an Tagen mit extrem negativen Scores höher sein. Da die Anzahl an Niederschlagstagen jedoch bei $CQVSS_{MIN}$ höher ist, sollt hier Letzteres zutreffend sein. Allerdings liegt die Anzahl der Tage mit einem Niederschlag oberhalb des 90.Quantils in etwa auf demselben Niveau, wodurch sich für die Periode $CQVSS_{MAX}$ eine Verteilung der Scores ergeben sollte, die im positiven Bereich ihr Maximum aufweist und oberhalb der Verteilung von $CQVSS_{MIN}$ liegt, während im extremen negativen Bereich beide Verteilungen übereinstimmen sollten. Kommt es zwischen der theoretischen und der tatsächlichen Verteilung zu signifikanten Abweichungen, könnte dies ein Anzeichen dafür sein,

dass hier mögliche Gründe für das instationäre Verhalten innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung vorliegen.

In Abbildung 18 sind die Verteilungsdichtefunktionen der Scores der einzelnen Prädiktoren für die beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ dargestellt. Hier zeigt sich, dass die Annahmen über die theoretischen Verteilungen der Scores von PC-11 der zonalen Windkomponente beider Perioden durchaus den tatsächlichen Verteilungen entsprechen, obwohl die Unterschiede zwischen den beiden Funktionen im Vergleich zu den Verteilungen einiger anderer Prädiktoren (z.B. PC-2 relative Feuchte) nur marginal sind. Aus diesem Grund lassen sich aus den vorliegenden Verteilungen dieses Prädiktors keine Erklärungen für eine Instationarität ableiten.

Die Ergebnisse des Kolmogorov-Smirnov-Tests (KS-Test) für die beiden Stichproben $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ sind in Abbildung 19 für die kumulativen Verteilungen der Scores aller signifikanten Prädiktoren zur Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils an der Station Safed im Winter abgebildet. Der Vorteil dieses Verfahrens besteht darin, dass der KS-Test eine von der Verteilung unabhängige Beurteilung zulässt, ob die beiden Stichproben von identischen Populationen abstammen. Dies ist insofern relevant, da eine Normalverteilung nicht bei allen PC-Scores gegeben ist (siehe Abb. 18, PC-10 der relativen Feuchte).

Während die Scores der relativen Feuchte von PC-9 und PC-14 und die beiden PCs der zonalen Windkomponente keine signifikanten Unterschiede bezüglich ihrer Verteilung aufweisen, zeigen die beiden anderen Hauptkomponenten deutliche Abweichungen zwischen $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$. Die größten Abweichungen sind bei PC-2 der relativen Feuchte zu beobachten, bei der der Zweistichprobentest auf einem Signifikanzniveau von $\alpha=0.01$ eine abweichende Verteilung der Scores beider Perioden annimmt. Der p-Wert der Teststatistik geht bei diesem Variationszentrum gegen 0, sodass hier angenommen werden kann, dass den beiden Stichproben eine unterschiedliche Verteilung unterliegt. Die maximale Distanz (D) zwischen den beiden Verteilungen liegt dabei im leicht negativen Bereich der PC-Scores ($D=0.0984$). Aus diesem Grund wird auch diese PC, neben den bereits anhand der Beta-Koeffizienten ausgewählten Hauptkomponenten, im weiteren Verlauf eingehend analysiert.

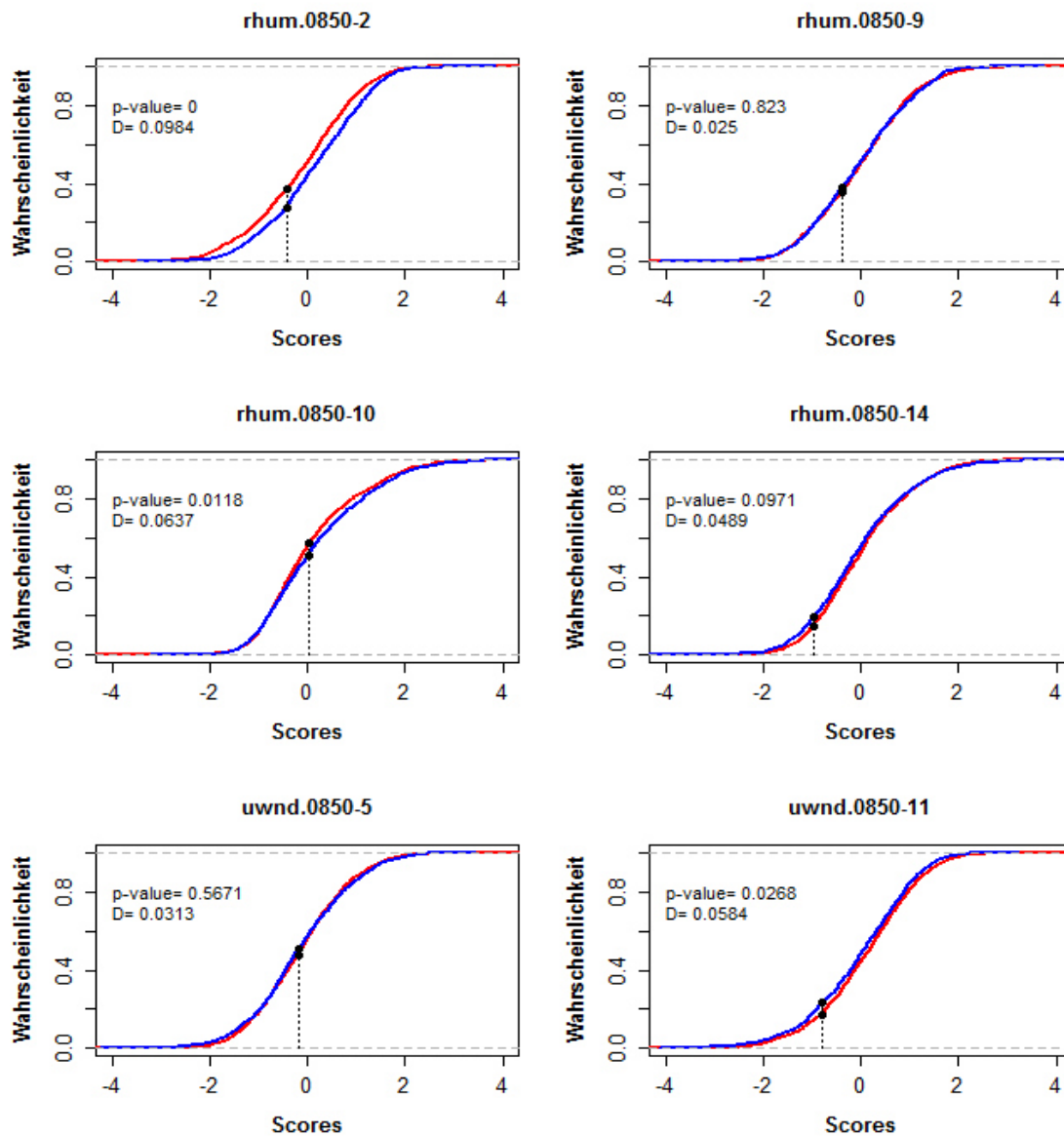


Abbildung 19: Kolmogorov-Smirnov-Test für die Verteilungen der Scores für die beiden Stichproben $CQVSS_{MIN}$ (blau) und $CQVSS_{MAX}$ (rot) der jeweiligen signifikanten Prädiktoren. Die gestrichelten vertikalen Linien kennzeichnen jeweils die Lage der maximalen Abweichung.

7.3.3.3 Beobachteter und partiell modellierter Niederschlag der Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ im Vergleich

Um die Unterschiede bezüglich der Modellgüte zwischen $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ nochmals deutlich hervorzuheben, werden nun, unter Verwendung der entsprechenden Modelle, die Quantile anhand der oben ausgewählten Variationszentren und der β_0 -Koeffizienten modelliert und mit den tatsächlichen Beobachtungen verglichen (siehe

Abb. 20). Für eine übersichtlichere Präsentation der Ergebnisse werden jeweils zwei Variationszentren mit dem β_0 -Koeffizienten des jeweiligen Modells kombiniert und anhand der PC-Scores die Bereiche für die verschiedenen Quantile ermittelt. Bei einem optimalen Modell sollten nun die beobachteten Niederschläge (bzw. Quantile) mit den modellierten Niederschlägen (Quantilen) übereinstimmen. Je differenzierter sich das Bild zwischen modellierten und tatsächlichen Quantilen darstellt, desto geringer zeigt sich der lineare Zusammenhang zwischen Prädiktor und Prädiktand innerhalb der jeweiligen Periode.

In Abbildung 20 sind die verschiedenen Kombinationen der drei ausgewählten Prädiktoren für die Perioden CQVSS_{MIN} (links) und CQVSS_{MAX} (rechts) dargestellt. Die farblich unterlegten Flächen geben dabei jeweils den Bereich der modellierten Quantile in Abhängigkeit der PC-Scores an, die Punkte repräsentieren das an diesem Tag tatsächlich beobachtete Quantil. Die schwarz gestrichelte Linie repräsentiert die Nulllinie der partiellen Modelle.

Es zeigt sich, dass bei allen Kombinationen in der Periode CQVSS_{MIN} wesentlich mehr Beobachtungen im feuchten Sektor (Abbildungen oben und mitte: rechts unten; Abbildungen unten: links unten) angesiedelt sind als in CQVSS_{MAX}, während nur wenige Tage mit Niederschlägen oberhalb des 75. Quantils (gelbe Punkte) jenseits der Nulllinie liegen. Des Weiteren erscheint die Verteilung der tatsächlichen Quantile eher gerichtet vorzuliegen, sodass Niederschlagstage, die einem höheren Quantil zugeordnet werden können, auch im Bereich der höheren modellierten Quantile liegen. Diese Unterschiede treten vor allem in den beiden mittleren Abbildungen (PC-2 relative Feuchte \leftrightarrow PC-11 zonale Windkomponente) in den Vordergrund, in denen die beiden Prädiktoren abgebildet sind, die bei dieser Auswahl die höchsten Beta-Koeffizienten aufweisen. Während bei CQVSS_{MIN} nur wenige Tage, die einem Quantil oberhalb von $\tau = 0.75$ zugeordnet werden können, im trockenen Sektor jenseits der Nulllinie liegen, fallen bei CQVSS_{MAX} auch Tage höherer Quantile in den trockenen Sektor, wohingegen Tage unterhalb des 75. Quantils vermehrt im feuchten Sektor auftreten.

Unter der Berücksichtigung, dass CQVSS_{MIN} bzw. CQVSS_{MAX} jeweils der Validierungsperiode der anderen Stichprobe entspricht, bestätigt sich die Annahme, dass ein Modell,

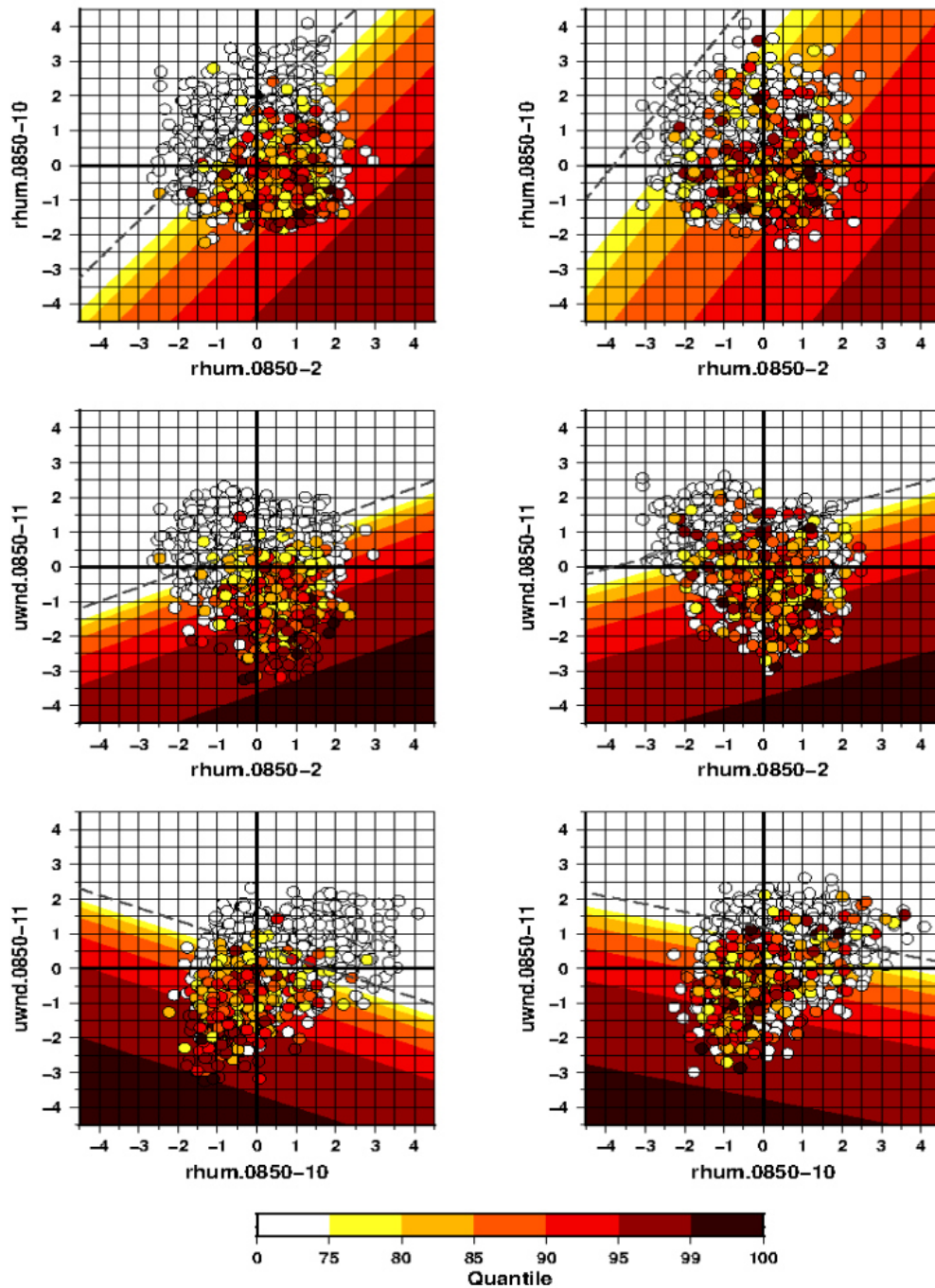


Abbildung 20: Beobachtetes (Punkte) und partiell modelliertes (Fläche) Quantil der beiden Perioden $\text{CQVSS}_{\text{MIN}}$ (links) und $\text{CQVSS}_{\text{MAX}}$ (rechts).

welches durch einen starken linearen Zusammenhang zwischen Prädiktoren und Prädik-
tand innerhalb der Kalibrierung geprägt ist, nicht in der Lage ist, Änderungen in der at-
mosphärischen Zirkulation ausreichend zu erfassen, ohne dass es zu Einschränkungen
hinsichtlich der Modellgüte kommt. Im Gegensatz dazu können Modelle, die einen

schwächeren, aber vorhandenen linearen Zusammenhang aufweisen, durchaus imstande sein, gute Ergebnisse unter einer veränderten Zirkulation zu erzielen. Da die Atmosphäre nicht nur im rezenten Klima einer ständigen Veränderung unterliegt, sondern auch unter einem anthropogen verstärkten Treibhauseffekt in Zukunft unterliegen wird, sollten auch bei der Abschätzung zukünftiger Niederschlagsextreme diese Zustandsänderungen berücksichtigt werden.

7.3.4 Einfluss der großskaligen Zirkulation auf das Niederschlagsverhalten in den Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$

Inwieweit Veränderungen innerhalb der atmosphärischen Zirkulation das Niederschlagsverhalten an der Station Safed im Winter beeinflussen, soll im Folgenden anhand von Kompositen geklärt werden, welche den mittleren Zustand der Atmosphäre an den Tagen repräsentiert, an denen die verschiedenen Variationszentren extrem stark bzw. schwach ausgeprägt sind. Zu diesem Zweck werden wiederum die drei Variationszentren näher untersucht, die unter Kapitel 7.3.3 aufgrund ihrer Auffälligkeiten hinsichtlich der Beta-Koeffizienten und Verteilungen der PC-Scores ausgewählt wurden.

Als Schwellenwert für die Kompositen wird ein absoluter PC-Score von 2.0 festgelegt, sodass der atmosphärische Zustand der beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ an den jeweiligen Tagen miteinander verglichen werden kann. Die Kompositen repräsentieren somit die Tage, an denen sich die einzelnen Variationszentren stark reduzierend bzw. intensivierend auf den Niederschlag der jeweiligen Station auswirken. Zu diesem Zweck werden auf den Abbildungen 22-27 die Kompositen auf dem jeweiligen Niveau der signifikanten Hauptkomponenten (hier: 850hPa-Niveau) für die standardisierten geopotentiellen Höhen (oben) sowie deren Anomalien (mitte) dargestellt, wodurch der Zustand der Atmosphäre wiedergegeben werden soll. Zudem werden die jeweiligen Windfelder (unten) näher betrachtet, um so mögliche Ursachen der vorliegenden Instationaritäten zu ermitteln.

Im Folgenden werden zuerst die Kompositen der PC-11 der zonalen Windkomponente analysiert, da dieses Variationszentrum den höchsten Beta-Koeffizienten, und somit den stärksten Einfluss auf das Niederschlagsverhalten der Station Safed im Winter aufweist.

Anschließend werden die Kompositen der PC-2 der relativen Feuchte näher betrachtet. Da dieses Variationszentrum in etwa in der Region liegt, in der auch die PC-11 der zonalen Windkomponente angesiedelt ist, können hier durchaus Konstellationen in den Vordergrund treten, die durch beide Variationszentren hervorgerufen werden und so das instationäre Verhalten innerhalb der Prädiktor-Prädikand-Beziehung erklären können. Zuletzt wird die PC-10 der relativen Feuchte, die den größten absoluten Unterschied bei den Beta-Koeffizienten aufweist, näher beleuchtet.

Tabelle 5: Überblick über die Anzahl der Events (E), Niederschlagstage (PE) und Niederschlagstage oberhalb des 90. Quantils ($P>90$) sowie der durchschnittliche PC-Score der drei Variationszentren für die jeweiligen Kompositen der Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$.

	$CQVSS_{MIN}$						$CQVSS_{MAX}$					
	E	PE	$P>90$	PC-2	PC-10	PC-11	E	PE	$P>90$	PC-2	PC-10	PC-11
PC-2 < -2	14	1	0	-2.33	+0.44	+0.43	56	12	2	-2.30	+0.54	+0.95
PC-2 > +2	19	7	1	+2.21	-0.13	+0.16	11	7	2	+2.20	+0.58	+0.05
PC-10 < -2	2	2	0	-1.22	-2.17	-1.02	4	0	0	+0.82	-2.17	-0.69
PC-10 > +2	81	5	0	+0.26	+2.57	+0.65	64	19	7	-0.05	+2.53	+0.83
PC-11 < -2	47	44	29	+0.46	-0.85	-2.46	26	18	8	+0.27	-0.71	-2.30
PC-11 > +2	10	0	0	-0.53	+1.59	+2.12	22	4	0	-1.31	+0.62	+2.21

7.3.4.1 Kompositen der geopotentiellen Höhen für die zonale Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau

Die Verteilung der PC-Scores und der statistische Zusammenhang zwischen den Scores der PC-11 der zonalen Windkomponente und dem Niederschlag sind in Abbildung 21 für die beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ dargestellt. Die oberen beiden Abbildungen zeigen jeweils die Anzahl der Ereignisse pro PC-Score. Hier zeigt sich, dass Tage, an denen sich PC-11 der zonalen Windkomponente reduzierend (intensivierend) auf den Niederschlag auswirkt (hell bzw. dunkel eingefärbt) während $CQVSS_{MAX}$ häufiger (seltener) auftreten. Dennoch weist diese Periode insgesamt einen höheren mittleren Niederschlag und eine höhere mittlere Niederschlagsintensität auf (vgl. Tab. 3). Die Verteilung

uwnd.0850-11

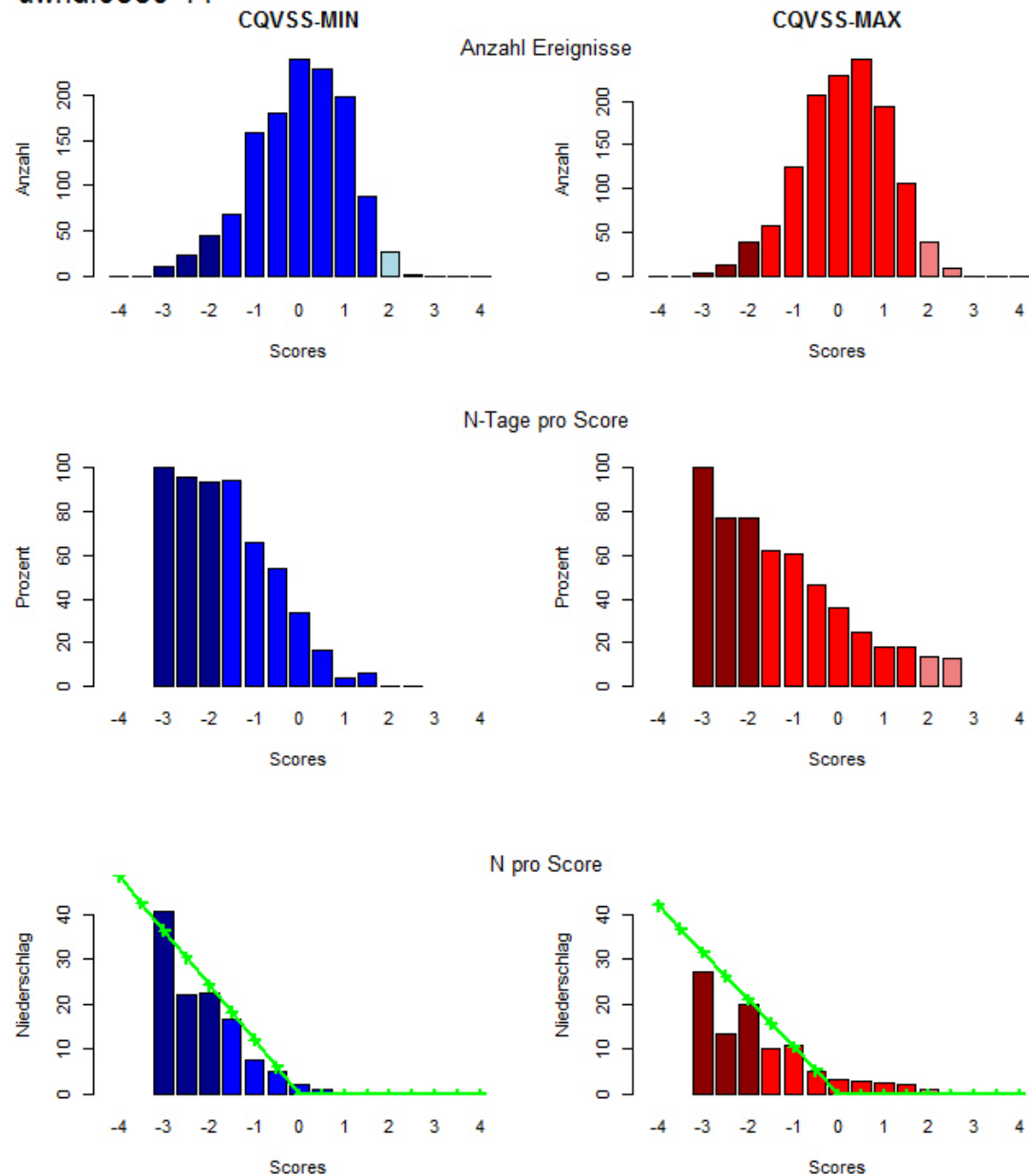


Abbildung 21: Statistischer Zusammenhang zwischen PC-Scores der PC-11 der zonalen Windkomponente und dem Niederschlag innerhalb der beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$.

der Scores lässt allerdings noch keine Rückschlüsse auf den statistischen Zusammenhang zu, da diese durch das jeweilige Modell erfasst werden sollte.

Die beiden mittleren Diagramme in Abbildung 21 stellen den prozentualen Anteil der Niederschlagstage im Verhältnis zur Anzahl der Ereignisse dar. Bei einem stark ausgeprägten statistischen Zusammenhang sollten hier die dunkel eingefärbten Balken bei

100%, die hell eingefärbten Balken hingegen bei 0% liegen, während der Bereich zwischen -2.0 und +2.0, je nach Vorzeichen, gegen den jeweiligen Grenzwert tendieren sollte. Es zeigt sich, dass sich die theoretischen Annahmen in der Periode CQVSS_{MIN} eher bestätigen, da hier die dunkel eingefärbten Balken nahezu bei 100% liegen während oberhalb von +2.0 kein einziger Niederschlagstag vorliegt. Insgesamt liegen bei CQVSS_{MIN} sogar 61% aller Tage mit PC-Scores unter -2.0 oberhalb des 90.Niederschlagsquantils. Im Gegensatz dazu liegt bei CQVSS_{MAX} die Anzahl der Niederschlagstage bei den PC-Scores unterhalb von -2.0 bei insgesamt 69.2% und nur 31.8% der Tage liegen über dem 90.Niederschlagsquantil. Des Weiteren weisen über 18.2% der Tage mit PC-Scores oberhalb von +2.0 Niederschläge auf (vgl. Tab. 5).

Ein ähnliches Bild zeigt sich bei den gemittelten Niederschlagssummen pro PC-Scores (Abb. 21 unten). Die grünen Linien stellen dabei den allein durch PC-11 modellierten Niederschlag, die Balken den tatsächlich auftretenden mittleren Niederschlag pro PC-Score dar. Hier weisen vor allem die PC-Scores oberhalb von +0.5 deutliche Unterschiede zwischen den beiden Perioden auf, wohingegen die tatsächlichen und modellierten Niederschlagssummen im Bereich der negativen PC-Scores in beiden Perioden annähernd übereinstimmen.

In Abbildung 22 sind die Geopotential-Kompositen der PC-11 der zonalen Windkomponente, welche den höchsten Beta-Koeffizienten aufweist und somit den stärksten Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen hat, für PC-Scores unterhalb von -2.0 dargestellt. Die beiden oberen Abbildungen zeigen während CQVSS_{MIN} eine leicht negative Anomalie des Tiefdruckgebiets über der Südspitze Grönlands auf, während für CQVSS_{MAX} eine positive Anomalie vorliegt. Das subtropische Hochdruckgebiet im Bereich der Azoren ist bei CQVSS_{MIN} in zwei Zellen aufgeteilt, wobei eine Zelle im südlichen Zentralatlantik, die andere in Nordafrika im Grenzgebiet zwischen Marokko und Algerien angesiedelt ist. Im Gegensatz dazu liegt bei CQVSS_{MAX} nur eine einzige Hochdruckzelle vor, welche ihren Kern im südlichen Zentralatlantik hat, deren Ausläufer sich allerdings bis über Nordafrika erstrecken. Aufgrund der Randlage ist die positive Anomalie in der Periode CQVSS_{MAX} über weite Teile Westeuropas nur schwach ausgeprägt, während diese in der Periode CQVSS_{MIN} aufgrund der zweiten Hochdruckzelle wesentlich stärker in Erscheinung tritt.

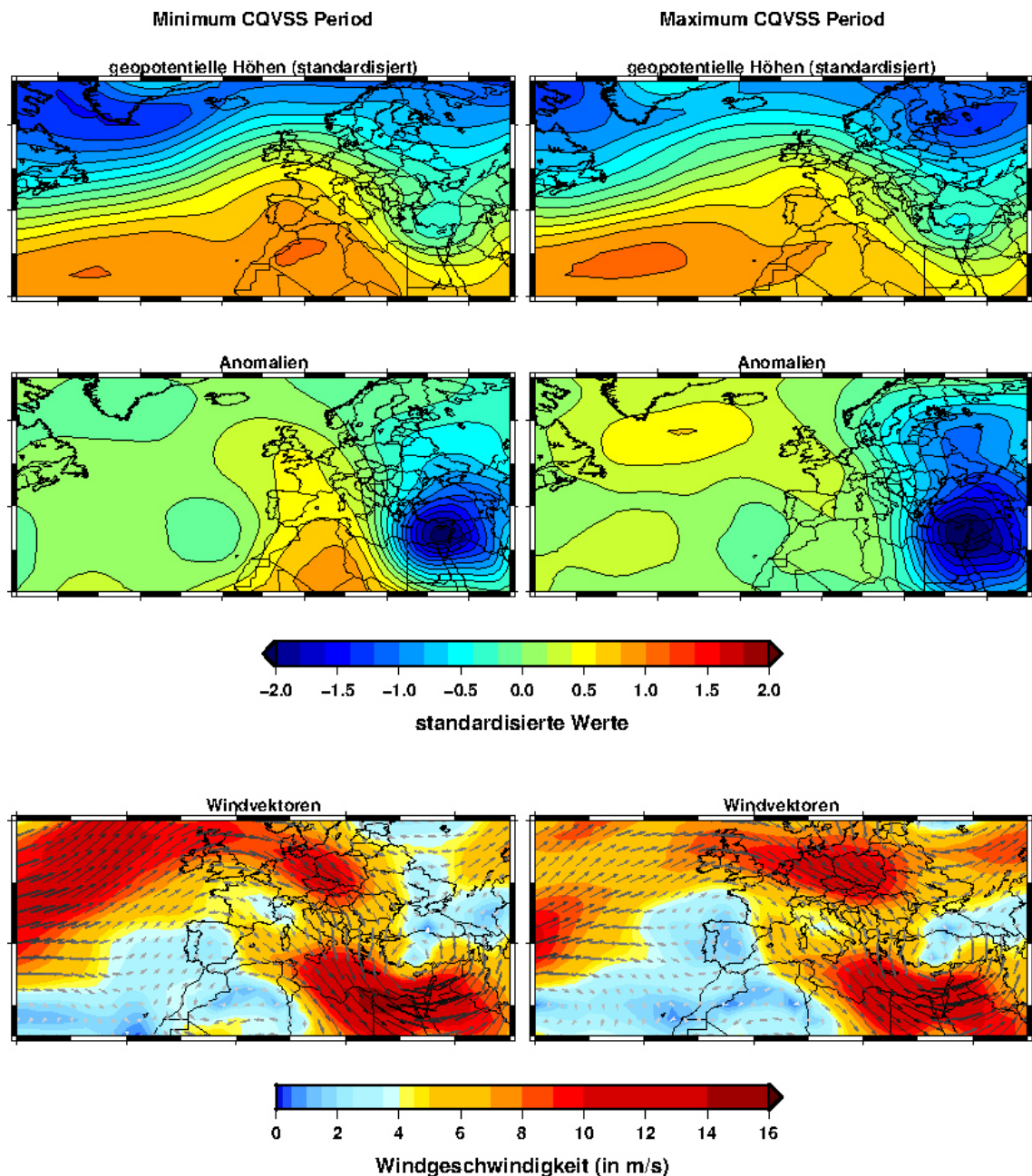


Abbildung 22: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores < -2.0.

Die Druckdifferenz zwischen dem subtropischen Hochdruckgebiet im südlichen Nordatlantik und dem subpolaren Tiefdruckgebiet in der Region um Island wird anhand der Nordatlantischen Oszillation (NAO) beschrieben. Die NAO entspricht dabei einer großskaligen meridionalen Oszillation, welche den Luftmassenfluss über dem Atlantik und dem europäischen Festland steuert (VAN LOON & ROGERS 1978). Sie ist somit maßgeblich für das Wettergeschehen in Europa verantwortlich. Während einer positiven Phase der NAO, d.h. der Druckgradient zwischen den beiden Aktionszentren weist eine positive

Anomalie auf, kommt es zu einer polwärtigen Verschiebung der Achse des maximalen Feuchtetransports auf eine eher von Südwest nach Nordost orientierte Ausrichtung, wodurch die feucht-maritimen Luftmassen Europa weiter nördlich erreichen (vgl. HURRELL & VAN LOON 1997; HURRELL ET AL. 2003). Durch diese Verschiebung wird im Bereich des Mittelmeers eine überdurchschnittliche Druckanomalie hervorgerufen, die in der Regel mit trockneren Verhältnissen einhergeht (DÜNKELOH & JACOBET 2003). In der Literatur wird die Periode, in die auch $CQVSS_{MIN}$ fällt, als eine Phase mit einem positiv ausgeprägten NAO-Index beschrieben, während $CQVSS_{MAX}$ überwiegend Jahre beinhaltet, die einen negativen NAO-Index aufweisen (vgl. HURRELL ET AL. 2001, KRICHAK & ALPERT 2005a, u.a.). Dieses Bild spiegelt sich auch in den beiden oberen Darstellungen der Abbildung 22 wider, sodass die im Mittel geringeren Niederschläge innerhalb der Periode $CQVSS_{MIN}$ auf die unterschiedlichen Ausprägungen der NAO zurückgeführt werden können.

Der östliche Teil des Mittelmeergebiets liegt in beiden Perioden unter dem Einfluss des Höhentrogs über dem östlichen Mittelmeer, wobei in der Periode $CQVSS_{MAX}$ ein wesentlich größeres Gebiet von einer negativen Anomalie betroffen ist. Der Höhentrog über dem östlichen Mittelmeer gilt im Allgemeinen als der bestimmende Faktor bezüglich des Niederschlags in der Levante-Region (ZIV ET AL. 2006), wobei die Druckdifferenz zwischen dem vorliegenden Drucksystem (auch bei Hochdruckgebieten) im östlichen Mittelmeerraum und der Umgebung einen wesentlich größeren Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen hat als der Druckgradient innerhalb des Systems (ALPERT ET AL. 2004; SAARONI ET AL. 2010). Ein Telekonnektionsmuster, welches die Druckverhältnisse im Zielgebiet in Relation zur Umgebung betrachtet, ist die Mediterrane Oszillation (MO). Die MO charakterisiert dabei die gegensätzlichen Druck- und Niederschlagsanomalien im westlichen und östlichen Mittelmeerraum (CONTE ET AL. 1989). Ein ausgeprägter Höhenrücken über Westeuropa und ein Höhentrog über dem östlichen Mittelmeerraum (vgl. Abb. 22) sind dabei die prägenden Merkmale der mediterranen Oszillation (MO) in ihrer positiven Phase und gehen mit überdurchschnittlich hohen Niederschlägen im östlichen Mittelmeerraum einher, während im Bereich der Iberischen Halbinsel Trockenheit vorherrscht. Aufgrund dieser Konstellation liegt im zentralen bis

östlichen Bereich des Mittelmeers eine Strömung aus überwiegend westlichen bis nördlichen Richtungen vor, wodurch die kühleren Luftmassen über dem warmen Mittelmeer eine Labilisierung erfahren und infolgedessen mit Feuchtigkeit angereichert werden (vgl. KUTIEL ET AL. 1996; KRICHAK ET AL. 2000; DÜNKELOH & JACOBET 2003). Dieser Prozess wird bei SHAY-EL & ALPERT (1991) als ein wesentlicher Faktor für die Niederschlagsentwicklung in der Levante-Region angesehen. Unter Berücksichtigung der mittleren atmosphärischen Zirkulation der beiden Perioden an Tagen mit PC-Scores < -2.0 und dem Niederschlagsverhalten an der Station Safed bestätigt sich die Annahme, dass der lineare Zusammenhang zwischen Prädiktor und Prädiktand bei einer zyklonal geprägten Wetterlage stärker von den Druckgradienten zwischen dem System und der Umgebung abhängt als vom Druckgradienten innerhalb des Systems.

Neben den bereits angesprochenen großskaligen Einflussgrößen der NAO und der MO kann das Niederschlagsverhalten in Israel auch mit dem Muster der East Atlantic – West Russia (EA-WR) Telekonnektion in Verbindung gebracht werden. Der Einfluss des EA-WR Patterns auf das Niederschlagsverhalten des gesamten Mittelmeerraums wird im Allgemeinen als gering angesehen (DÜNKELOH & JACOBET 2003), dennoch können im östlichen Mittelmeerraum Regionen ausgemacht werden, die deutlich höhere Korrelationen zwischen Ausprägungen des EA-WR Patterns und Niederschlag aufweisen. Dabei variiert der Korrelationskoeffizient zwischen den positiven und den negativen Phasen des EA-WR. In negativen Phasen, geprägt durch positive Anomalien über Nordwest-Europa und negativen Anomalien über West-Russland, liegen die Korrelationskoeffizienten deutlich unterhalb der Werte der positiven Phasen, die ein konträres Bild der Anomalien aufweisen (KRICHAK & ALPERT 2005b). In der zweiten Hälfte des 20. Jhs. existieren jeweils zwei Perioden, die einerseits mit überwiegend negativ (1953-1962, 1974-1983), andererseits mit weitestgehend positiv (1964-1973, 1984-1993) geprägten Phasen des EA-WR Pattern einhergehen. Die positive Phase von Mitte der 1980er bis Mitte der 1990er Jahre fällt dabei in etwa mit der Periode $CQVSS_{MIN}$ zusammen, während die negative Phase zwischen 1953-1962 nur gegen Anfang der 1960er Jahre mit $CQVSS_{MAX}$ übereinstimmt. In negativen Phasen der EA-WR Telekonnektion kommt es zu einer Zunahme der Niederschläge im östlichen Mittelmeerraum, während sich eine Abschwächung des Hochdruckgebiets über Zentraleuropa/Westrussland negativ auf das Niederschlagsverhalten

in dieser Region auswirkt (DÜNKELOH & JACOBET 2003). Die geringeren Niederschläge in $CQVSS_{MIN}$ stehen somit im Einklang mit einer positiven Ausprägung des EA-WR Patterns. Allerdings sollte an dieser Stelle beachtet werden, dass die Entwicklung des EA-WR Telekonnektionsmusters mit den Ausprägungen der NAO einhergeht. Die positiven Phasen des EA-WR Patterns stimmen in den letzten Jahrzehnten weitestgehend mit den positiven Phasen der NAO überein (KRICHAK & ALPERT 2005b), wodurch das Niederschlagsverhalten an der Station Safed nicht alleine durch den Einfluss des EA-WR Patterns erklärt werden kann. Generell zeigt sich aber auch hier, dass ein deutlich ausgeprägtes Muster der Zirkulation den linearen Zusammenhang zwischen der großskaligen Zirkulation und dem Niederschlag verstärkt.

Durch die in den beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ unterschiedlich ausgeprägten großskaligen Telekonnektionen der Nordhalbkugel kommt es auch auf regionaler bis lokaler Ebene zu Modifikationen der Zirkulation. Der stärker ausgeprägte Hochdruckrücken über Westeuropa in der Periode $CQVSS_{MIN}$ sowie die ausgedehnte Tiefdruckfurche zwischen dem östlichen Mittelmeerraum und Nordwestrussland in $CQVSS_{MAX}$ sind dafür verantwortlich, dass sich die Luftmassen, welche die Levante-Region erreichen, hinsichtlich ihres Ursprungs und ihrer Zusammensetzung unterscheiden, was mitunter Auswirkungen auf den Feuchtegehalt der Luft und folglich auf das Niederschlagsverhalten der Station Safed hat.

In $CQVSS_{MIN}$ ist der hohe Druckgradient im zentralen Nordatlantik dafür verantwortlich, dass die maritim-feuchten Luftmassen beschleunigt in Westeuropa ankommen, während in der Periode $CQVSS_{MAX}$ relativ niedrige Windgeschwindigkeiten über dem Atlantik zu verzeichnen sind. In der Folge erreichen die Luftmassen in $CQVSS_{MAX}$ den europäischen Kontinent viel weiter südlich als bei $CQVSS_{MIN}$ und weisen eine eher zonale Strömungskomponente auf. Die Ursachen für die Verlagerung und Drehung der Hauptströmungsachse wurden bereits weiter oben mit den unterschiedlichen Ausprägungen der NAO in Verbindung gebracht. Durch den stärker ausgeprägten Hochdruckrücken über Westeuropa in der Periode $CQVSS_{MIN}$ erfahren die Luftmassen anschließend im Bereich zwischen Nordsee und Mitteleuropa eine deutlich stärkere Ablenkung in

Richtung Süden, wohingegen ein Großteil der Luftmassen in CQVSS_{MAX} seine zonale Strömungskomponente beibehält und erst über Mitteleuropa einer Beschleunigung unterliegt.

Im Bereich der Alpen kommt es in beiden Perioden schließlich zu einer Aufspaltung der Luftmassen, durch die ein Teil die Alpen im Westen, der Hauptteil die Alpen jedoch im Osten umströmt. Die Luftmassen der östlichen Route weisen dabei eine wesentlich höhere Windgeschwindigkeit auf als die Luftmassen, die im Golf von Lyon das Mittelmeer erreichen. Im Vergleich der beiden Perioden zeigt sich, dass in CQVSS_{MAX} der Strömungsast, der das Mittelmeer westlich des Alpenbogens erreicht, deutlich ausgeprägter ist als bei CQVSS_{MIN}, obwohl hier die zonale Strömungskomponente überwiegt. Dies kann auf die polwärtige Verlagerung der Hauptströmungsachse und den stärker ausgeprägten Hochdruckrücken in CQVSS_{MIN} zurückgeführt werden. In der Folge erreicht der größte Teil der Luftmassen den europäischen Festlandsbereich zwischen Belgien und Dänemark und kann somit nicht mehr westlich der Alpen in Richtung Golf von Lyon verfrachtet werden.

Über Mitteleuropa weisen die beiden Perioden deutliche Unterschiede in Bezug auf das Strömungsverhalten der Luftmassen auf. Durch die überwiegend zonale Ausrichtung der Hauptwindrichtung in CQVSS_{MAX} gelangen die Luftmassen über Osteuropa in den Einflussbereich des Tiefdruckgebiets über dem Nordwesten Russlands, wodurch ein Teil der feucht-maritimen Luftmassen in dieses Drucksystem abgeführt wird, während auf der Rückseite trockene Polarluft über Skandinavien in Richtung Mitteleuropa verlagert wird. Hier vermischt sich diese mit dem nach Süden gerichteten Strömungsast der Westwind-drift und gelangt so östlich des Alpenbogens in den Mittelmeerraum. Im Gegensatz dazu findet in CQVSS_{MIN} nur ein geringer Luftmassenaustausch zwischen Mitteleuropa und dem Nordwesten Russlands statt, wodurch der größte Teil der feucht-maritimen Luftmassen über den Balkan Richtung Mittelmeer strömt. Die in den beiden Perioden vorliegende Zirkulation legt die Vermutung nahe, dass die Luftmassen in CQVSS_{MAX} eine niedrigere Temperatur, die Luftmassen in CQVSS_{MIN} hingegen eine höhere Feuchtigkeit aufweisen.

Je weiter man sich dem Kern des Variationszentrums annähert, desto ähnlicher sind sich die vorherrschenden Zirkulationen der beiden Perioden. Durch das Zentrum des Tiefdruckgebiets im Bereich von Zypern gelangen die kalten Luftmassen aus nördlichen bis westlichen Richtungen in den mediterranen Raum, in dem diese aufgrund der warmen Oberflächentemperaturen des Mittelmeers eine Destabilisierung erfahren und in der Folge der Feuchtigkeitsgehalt der Luft zunimmt. Der höhere Labilisierungseffekt aufgrund der größeren Temperaturdifferenz in CQVSS_{MAX} reicht vermutlich nicht aus, um den geringeren Feuchtigkeitsgehalt der Luftmassen gegenüber CQVSS_{MIN} zu kompensieren, was eine der möglichen Ursachen für die höhere Niederschlagswahrscheinlichkeit und –menge in CQVSS_{MIN} an Tagen mit PC-Scores < -2.0 darstellen könnte. Durch die vorherrschende zyklonale Rotation dreht der Wind schließlich im Bereich der nordafrikanischen Küste, sodass die mit Feuchtigkeit angereicherten Luftmassen aus Westen nahezu frontal auf die Küste Israels treffen und hier für ergiebige Niederschläge sorgen.

Geringe Unterschiede zwischen den beiden Perioden sind lediglich in der Windgeschwindigkeit auszumachen. In CQVSS_{MIN} sind diese im östlichen Mittelmeer an der nordafrikanischen Küste höher, wodurch auch das Variationszentrum der zonalen Windkomponente in dieser Region stärker ausgeprägt ist als in CQVSS_{MAX}. Somit sind es vor allem die bereits erwähnten Prozesse außerhalb der unmittelbaren Umgebung, die für den variierenden linearen Zusammenhang zwischen Zirkulation und Niederschlag verantwortlich sind.

Bei den Kompositen der beiden Perioden für PC-Scores > 2.0 zeigt sich ein konträre Anordnung der Druckzentren im Mittelmeerraum. Die Anomalien der geopotentiellen Höhen (Abb. 23 mitte) weisen ein Gebiet mit relativ geringem Luftdruck über Westeuropa und Nordafrika auf während der östliche Teil des Mittelmeers unter Hochdruckeinfluss liegt. Diese Konstellation repräsentiert die negative Phase der Mediterranen Oszillation, wobei sich beide Perioden sowohl in ihrer räumlichen Ausdehnung als auch hinsichtlich des Kerndrucks unterscheiden. Die positiven Anomalien der geopotentiellen Höhen über dem östlichen Mittelmeerraum sind in CQVSS_{MIN} wesentlich stärker ausgeprägt, sodass deren Ausläufer über Mitteleuropa bis nach Skandinavien reichen. In Richtung Süden erstreckt sich der Hochdruckeinfluss bis über den Kartenrand hinaus, wohingegen in der Periode CQVSS_{MAX} der südliche Kartenrand durch negative Anomalien geprägt ist.

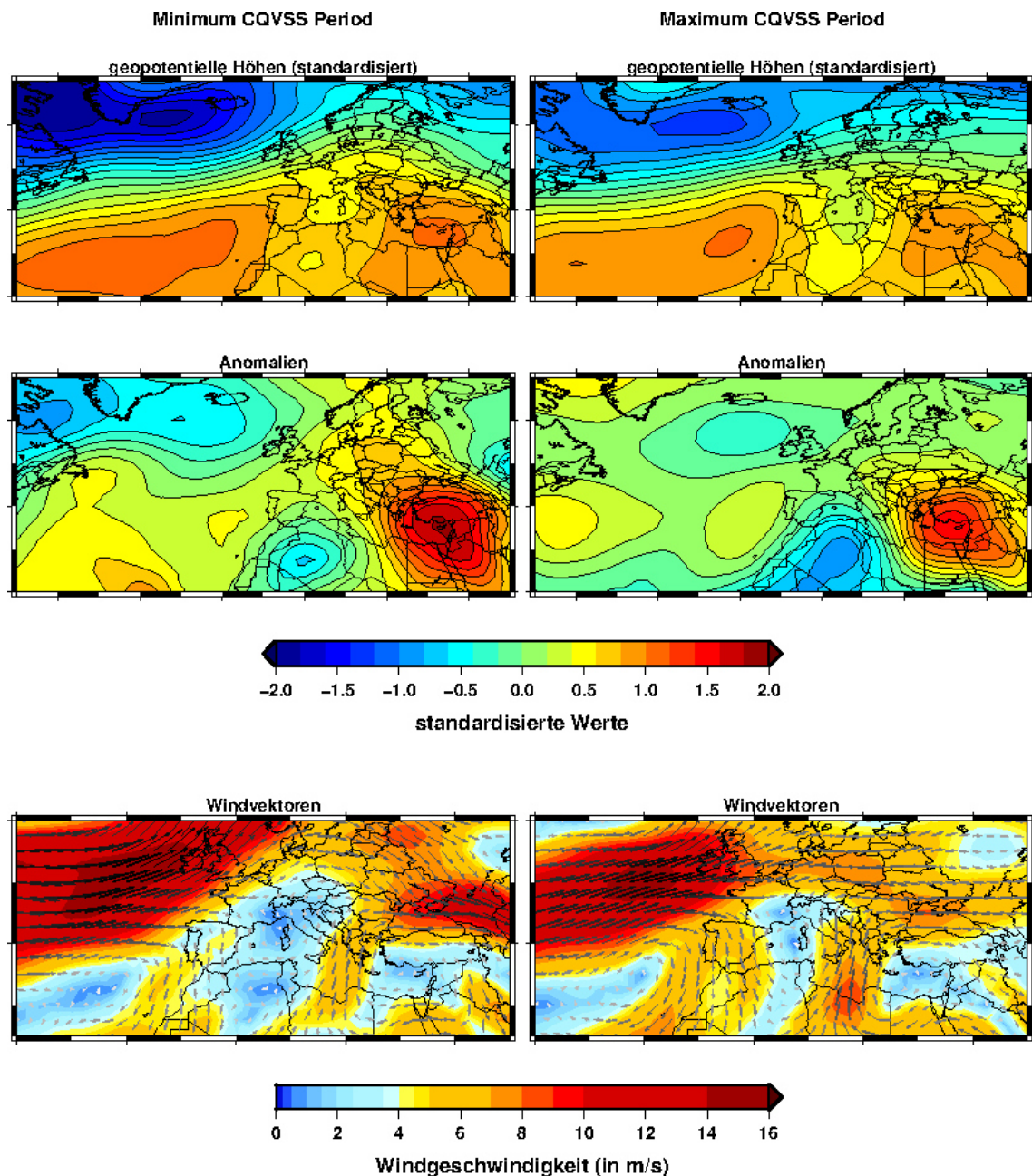


Abbildung 23: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores > +2.0.

Diese negativen Anomalien sind Ausläufer des in $CQVSS_{MAX}$ deutlich stärker ausgebildeten Tiefdruckgebiets über Nordafrika und Westeuropa. Aufgrund des höheren Druckgradienten zwischen westlichem und östlichem Mittelmeer erfahren die Luftmassen in $CQVSS_{MAX}$, die im zentralen Bereich aus südlichen Richtungen wehen, eine Beschleunigung. In der Folge kommt es in den Küstenbereichen der Balkanregion, Griechenlands und der Türkei, welche eine südliche bis südwestliche Exposition aufweisen, zu erhöhten Niederschlägen während die Levante-Region für aufgrund des Hochdruckeinflusses kaum

Niederschläge erfährt. Dass es in der Periode $CQVSS_{MAX}$ trotzdem zu Niederschlägen an der Station Safed kommt, obwohl der östliche Mittelmeerraum unter Hochdruckeinfluss liegt, kann möglicherweise auf eine aus dem Bereich des Roten und Arabischen Meers kommende Strömung zurückgeführt werden, die feucht-warme Luftmassen in den südöstlichen Teil des Mittelmeers verfrachtet. Das in der Literatur im Allgemeinen unter dem Namen Red Sea Trough (RST) bekannte atmosphärische Zirkulationsmuster beschreibt ein Tiefdruckgebiet, dessen Kern im südlichen Randbereich des Roten Meeres verortet werden kann und dessen Ausläufer sich bis in den südöstlichen Teil des Mittelmeers erstrecken können. Generell wird der RST mit einer eher trockenen und heißen Witterung in der Levante-Region in Verbindung gebracht, wodurch dieser als inaktiver RST bezeichnet wird. Wenn der RST allerdings durch einen Höhentrog unterstützt wird, kommt es infolge der vorliegenden labilen Luftmassen zu Konvektion, wodurch heftige Niederschläge in der Levante-Region hervorgerufen werden können. In diesem Fall gilt der RST als aktiv. TSVIELI & ZANGVIL (2005) führen ca. 21% der Niederschläge im Norden und knapp 37% der Niederschläge im Süden Israels auf einen aktiven RST zurück. Unter Berücksichtigung der vorliegenden Kartenausschnitte kann die Existenz eines RST bei den Kompositen mit PC-Scores > 2.0 nicht bestätigt werden, allerdings zeigt sich bei $CQVSS_{MAX}$ am südöstlichen Kartenrand eine sich nach Süden leicht verstärkende negative Anomalie, was einen schwach entwickelten RST vermuten lässt. Im Gegensatz dazu weisen die Anomalien bei $CQVSS_{MIN}$ über den Kartenausschnitt hinweg durchweg positive Werte auf, sodass Strömungen, die mittels RST feucht-warme Luft aus südlichen bis südöstlichen Richtungen nach Israel verlagern können, weitestgehend durch das stärker ausgeprägte Hochdruckgebiet blockiert werden. Infolgedessen kommt es in der Periode $CQVSS_{MIN}$ an Tagen mit PC-Scores > 2.0 zu keinem Niederschlagsereignis, während in $CQVSS_{MAX}$ sogar Niederschläge oberhalb des 90.Quantils auftreten.

Ein weiterer Faktor, der den stärkeren linearen Zusammenhang zwischen den Prädiktoren und dem Niederschlag in $CQVSS_{MIN}$ begünstigt, ist, dass die Nordatlantische Oszillation (NAO) auch an Tagen mit PC-Scores > 2.0 stärker ausgeprägt ist als in $CQVSS_{MAX}$, sodass auch hier eine Verschiebung und Rotation der Hauptströmungsachse vorliegt. In der Folge erreichen die niederschlagsgenerierenden Luftmassen Europa im Bereich der Britischen Inseln und der Mittelmeerraum unterliegt trockeneren Witterungseinflüssen,

wohingegen die Luftmassen bei $CQVSS_{MAX}$ den kontinentalen Bereich Europas weiter südlich erreichen. Über Westeuropa treffen diese Luftmassen schließlich auf den stärker ausgeprägten Tiefdrucktrog, wodurch ein Teil der Feuchtigkeit auf dessen Rückseite in den Mittelmeerraum eingebracht wird. Eine direkte Verbindung zwischen dem südwärts gerichteten Strömungsast des Tiefdrucktrogs über Westeuropa und dem östlichen Mittelmeerraum besteht an dieser Stelle zwar nicht, dennoch kann sich der erhöhte Feuchtigkeitstransport infolge kleinskaliger Prozesse, die nicht durch die Kompositen erfasst werden können, bis in die Levante-Region auswirken.

7.3.4.2 Kompositen der geopotentiellen Höhen für die relative Feuchte auf dem 850hPa-Niveau

Auf den Abbildungen 24 bis 27 sind die Kompositen der Variationszentren 2 und 10 der relativen Feuchte dargestellt. Da die Beta-Koeffizienten deutlich geringer sind als bei PC-11 der zonalen Windkomponente, kann der Einfluss dieser PCs auf den Niederschlag lediglich als modifizierend angesehen werden. Aus diesem Grund wird auf eine Darstellung und Analyse der statistischen Zusammenhänge zwischen den jeweiligen Variationszentren und dem Niederschlag verzichtet und nur die mittlere Zirkulation der negativen und positiven Kompositen für die absoluten PC-Scores > 2.0 dargestellt.

Auf der Abb. 24 sind die Kompositen der PC-2 der relativen Feuchte für PC-Scores < -2.0 dargestellt. Da der Beta-Koeffizient dieses Variationszentrums im Vergleich zu der PC-11 der zonalen Windkomponente positiv ist, ist hier der Zustand der Atmosphäre abgebildet, der sich reduzierend auf das Niederschlagsverhalten an der Station Safed auswirken sollte. Der Einfluss der NAO ist auch bei diesen Kompositen deutlich zu sehen, was sich vor allem anhand der wesentlich höheren Windgeschwindigkeit entlang der Hauptströmungsachse über dem Atlantik in $CQVSS_{MIN}$ belegen lässt, während der Bereich, in dem die Luftmassen auf Westeuropa treffen, in beiden Perioden nahezu identisch sind. Unterschiede in der Zirkulation zwischen den beiden Perioden sind vor allem über dem europäischen und nordafrikanischen Festland auszumachen. Während in $CQVSS_{MIN}$ bis auf eine kleine Tiefdruckfurche, die sich aus dem tunesisch-libyschen Grenzgebiet über

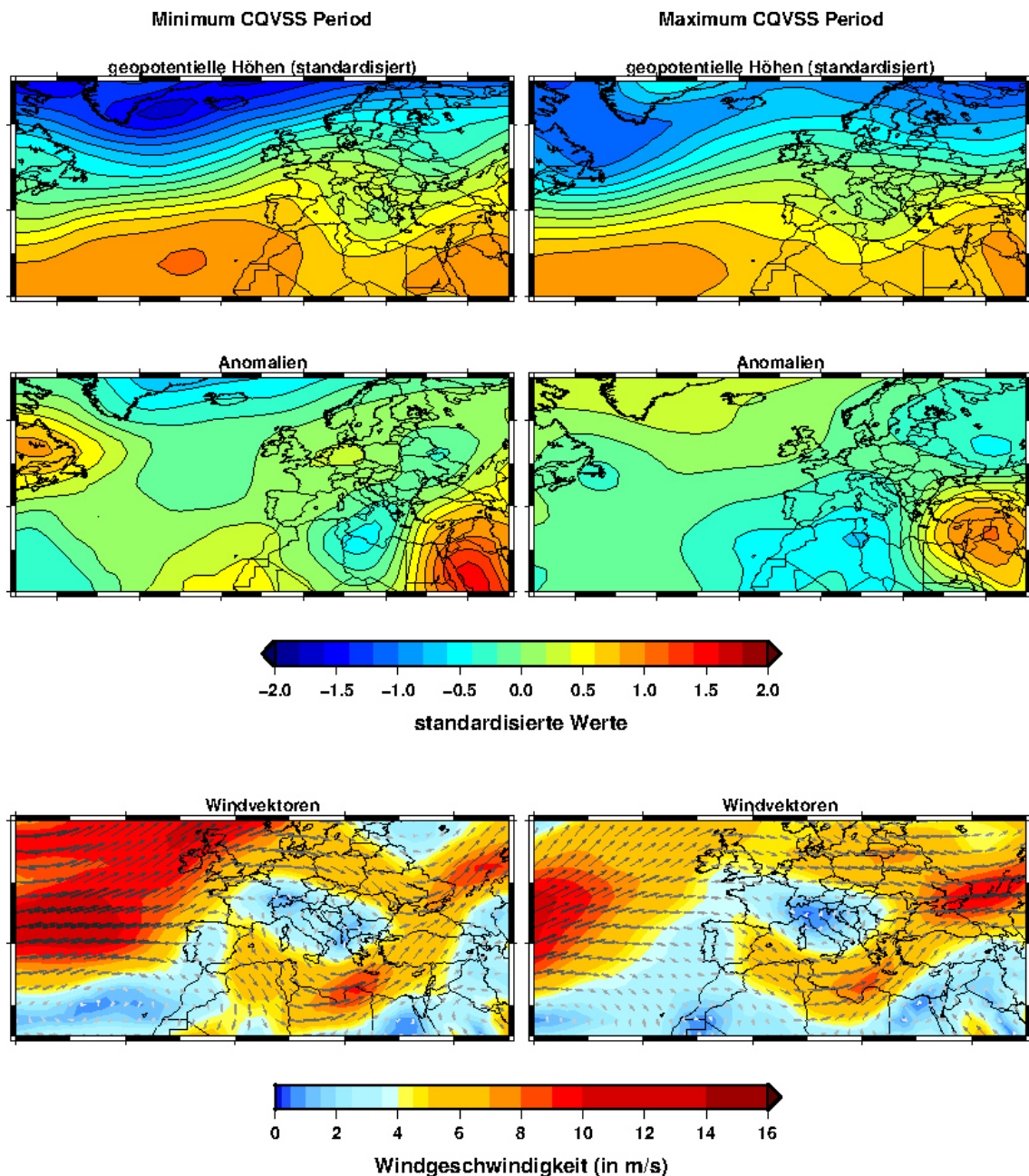


Abbildung 24: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-2 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores < -2.0.

Griechenland bis in die Ukraine hinein erstreckt, der Festlandsbereich weitestgehend durch positive Druckanomalien geprägt ist, liegt in CQVSS_{MAX} nur der östliche Randbereich unter Hochdruckeinfluss. Die positive Druckanomalie im östlichen Mittelmeerraum ist in CQVSS_{MIN} zwar deutlich stärker ausgeprägt als in CQVSS_{MAX}, das Zentrum weist jedoch eine weit nach Süden verschobene Lage auf. Dies hat zur Folge, dass zum einen die Achse der Hauptwindrichtung, die eine von Südwest nach Nordost gerichtete Strömungskomponente aufweist, weit in Richtung Osten verschoben ist, sodass deren

Ausläufer im östlichen Randbereich die Levante-Region erreichen. Zum anderen vermindert das Hochdruckgebiet mit Zentrum über Saudi-Arabien den Einfluss feuchter subtropischer Luftmassen aus dem Bereich des Roten und Arabischen Meeres, wohingegen das nach Norden verschobene Hochdruckzentrum in CQVSS_{MAX} diese Strömungskomponente sogar begünstigt. Die nördliche Lage des Druckzentrums in CQVSS_{MAX} ist darüber hinaus dafür verantwortlich, dass sich der Hochdruckeinfluss in Richtung Osten bis über den Peloponnes hinaus erstreckt und die nach Nordost gerichtete Strömung weit nach Westen verschoben ist.

Somit sind die Niederschlagsereignisse in den beiden Perioden, die sich an Tagen mit einer stark negativ ausgeprägten PC-2 der relativen Feuchte ereignen, auf zwei unterschiedliche Strömungskomponenten zurückzuführen. In CQVSS_{MIN} dominieren südwestliche Winde, deren Ursprung im Atlantik zu finden ist, während in CQVSS_{MAX} Luftmassen aus dem arabischen Raum und dem Roten Meer Einfluss auf das Wettergeschehen an der Station Safed haben. Dabei ist in CQVSS_{MAX} sowohl die Anzahl der Tage, an denen PC-2 der relativen Feuchte stark negative PC-Scores aufweist, als auch die Anzahl der Niederschlagsereignisse wesentlich höher als bei CQVSS_{MIN} (vgl. Tab. 5). In CQVSS_{MAX} (CQVSS_{MIN}) liegt der Score an insgesamt 56 (14) Tagen unterhalb von -2.0, wobei es in 21.4% (7.1%) aller Fälle zu Niederschlägen kommt, obwohl auch die beiden anderen hier analysierten Variationszentren im Mittel einen niederschlagsreduzierenden Zustand einnehmen. Zudem liegt der Niederschlag in CQVSS_{MAX} an zwei Tagen oberhalb des 90.Quantils. Folglich erweist sich der lineare Zusammenhang in CQVSS_{MIN} auch bei diesen Kompositen als deutlich stärker ausgeprägt. Möglicherweise ist dieser Kontrast auf die unterschiedlichen Ursprungsregionen der Luftmassen und der daraus resultierenden unterschiedlichen Hauptwindrichtung zurückzuführen. Dies würde die These untermauern, dass hier ein Zusammenwirken der beiden Variationszentren PC-11 der zonalen Windkomponente und PC-2 der relativen Feuchte eine bestimmte Konstellation hervorruft, die Niederschläge an der Station Safed begünstigt bzw. vermindert. Eine andere Erklärung könnte sein, dass sich aufgrund der autochthon geprägten Wetterlage während CQVSS_{MAX} kleinräumige Windsysteme etablieren können, die lokal für vereinzelnde Niederschläge sorgen.

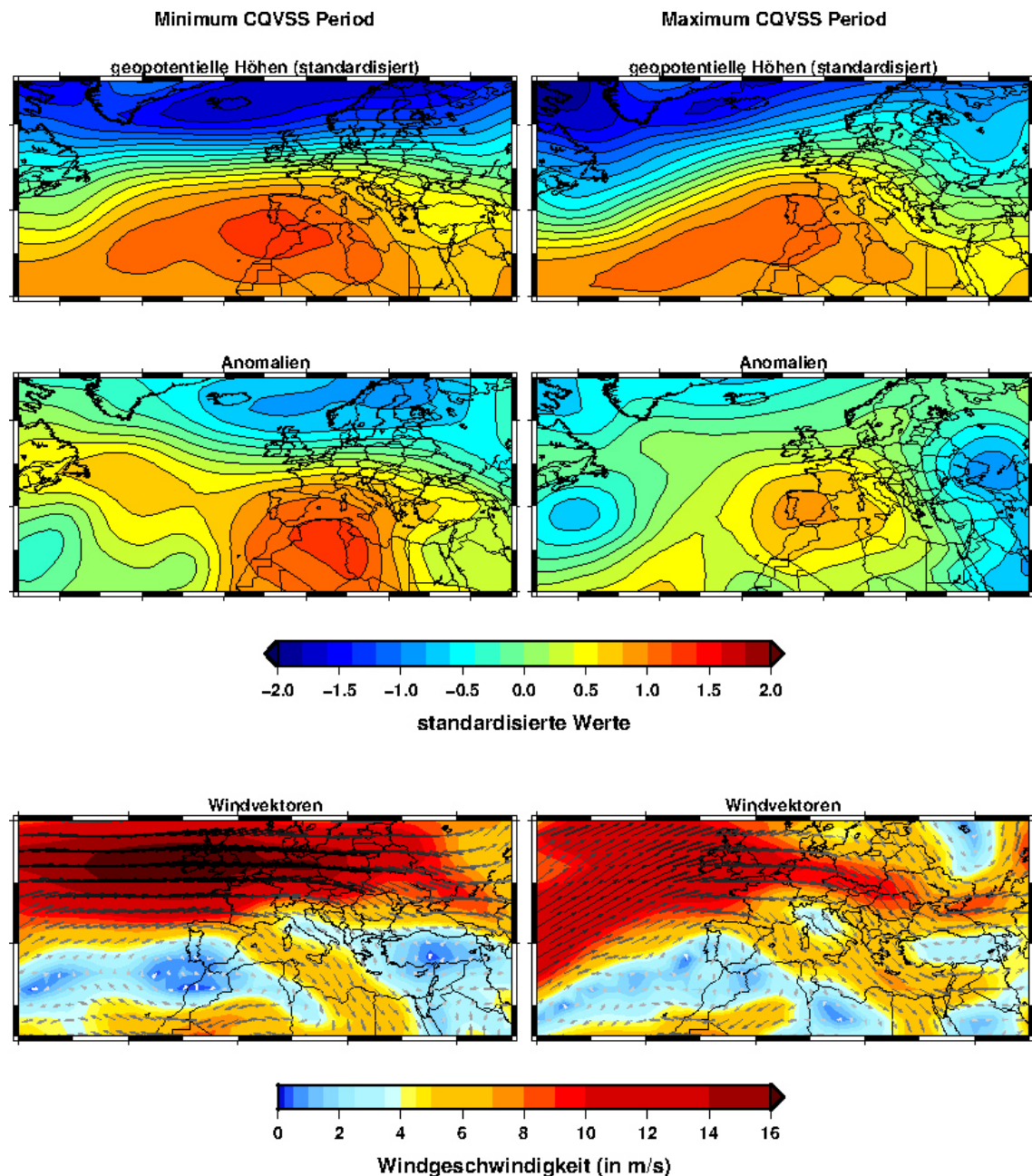


Abbildung 25: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrums PC-2 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores $> +2.0$.

Bei den Kompositen der PC-2 der relativen Feuchte mit Scores $> +2.0$ liegt in beiden Perioden ein hoher Druckgradient über dem östlichen Nordatlantik vor, sodass die Westwinddrift an diesen Tagen das Wettergeschehen im gesamten Mittelmeerraum bestimmt und Einflüsse anderer Regionen weitestgehend unterdrückt werden. Deutliche Unterschiede zwischen CQVSS_{MIN} und CQVSS_{MAX} zeigen sich vor allem bei den Druckanomalien im westlichen und östlichen Mittelmeerraum. In CQVSS_{MIN} erstreckt sich der Hochdruckeinfluss über das gesamte Mittelmeer mit einem stark ausgeprägten Zentrum

über Algerien. Die Ausläufer dieser Druckanomalie reichen dabei im Westen bis nach Neufundland und im Osten bis nach Ostanatolien, wobei über dem westlichen Mittelmeer eine nach Südost gerichtete Luftmassenströmung induziert wird. Im Gegensatz dazu liegt in der Periode $CQVSS_{MAX}$ ein wesentlich geringer ausgeprägtes Hochdruckzentrum über der Iberischen Halbinsel und eine negative Druckanomalie mit einem Zentrum über Osteuropa vor. Dieses Tiefdruckgebiet erstreckt sich in Richtung Süden bis über die Arabische Halbinsel hinweg und sorgt dafür, dass der über dem Mittelmeer vorherrschende Nordwestwind eine stärker nach Osten gerichtete Strömungskomponente erhält, wodurch die feucht-maritimen Luftmassen auch Einfluss auf das Niederschlagsverhalten in der Levante-Region haben. Dagegen wehen in der Periode $CQVSS_{MIN}$ die Winde aufgrund des fehlenden Tiefdruckgebiets über Osteuropa unbeeinflusst über die nordafrikanische Küstenregion hinweg, ohne dass Ausläufer den östlichen Randbereich des Mittelmeers tangieren.

Grundsätzlich weisen die MO und die NAO hohe Korrelationen untereinander auf, da die positiven Phasen der MO in der Regel durch positive Ausprägungen der NAO initiiert werden (DÜNKELOH & JACOBET 2003). In $CQVSS_{MIN}$ kommt es in dieser Beziehung allerdings aufgrund des fehlenden Tiefdruckgebiets zu Abweichungen, sodass hier die NAO zwar stark ausgeprägt ist, die MO jedoch keiner eindeutigen Phase zugeordnet werden kann. In der Folge kommt der lineare Zusammenhang in der Periode $CQVSS_{MAX}$ stärker zum Vorschein als in $CQVSS_{MIN}$. So liegen in $CQVSS_{MAX}$ ($CQVSS_{MIN}$) die PC-Scores an 11 (19) Tagen oberhalb von +2.0, wobei an 63.6% (36.8%) der Tage Niederschläge fallen. Obwohl sich die Scores der beiden anderen Variationszentren an den Tagen, an denen das Variationszentrum PC-2 der relativen Feuchte stark positiv ausgeprägt ist, im Vergleich zu $CQVSS_{MIN}$ reduzierend auf den Niederschlag der Station Safed auswirken, liegen bei $CQVSS_{MAX}$ 18.2% der Tage über dem 90.Quantil, während bei $CQVSS_{MIN}$ lediglich 5.3% diesen Schwellenwert überschreiten (vgl. Tab. 5).

PC-10 der relativen Feuchte, die den zentralen Bereich der Türkei umfasst, weist hinsichtlich der Anzahl der Tage ober- bzw. unterhalb der Schwellenwerte gewisse Ähnlichkeiten zwischen den beiden Perioden auf. So ist der Zustand, an dem dieses Variationszentrum stark negativ ausgeprägt ist, in beiden Perioden nur selten vertreten ($CQVSS_{MIN}$: 2 Tage; $CQVSS_{MAX}$: 4 Tage), während überdurchschnittlich positive PC-Scores

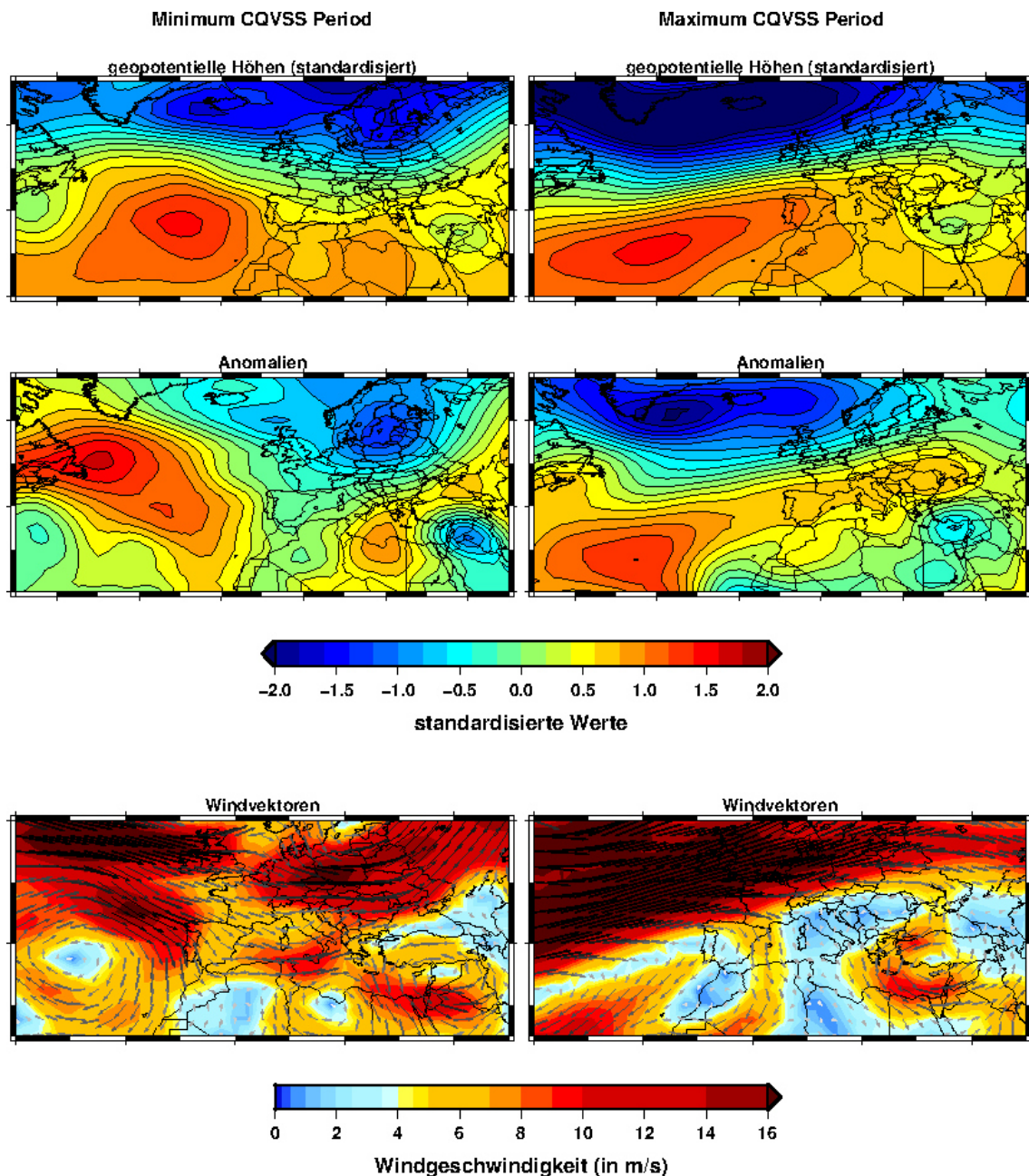


Abbildung 26: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-10 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores < -2.0.

relativ häufig vorkommen (CQVSS_{MIN}: 81 Tage; CQVSS_{MAX}: 64 Tage). Aufgrund des geringen Stichprobenumfangs bei den Kompositen mit PC-Scores < -2.0 sind in den beiden Perioden große Unterschiede in Bezug auf die vorliegende Zirkulation zu beobachten. Die Kompositen von CQVSS_{MAX} repräsentieren dabei eine stark positive Phase der NAO mit einem ausgedehnten Hochdruckzentrum im südlichen Nordatlantik, dessen Ausläufer, auf einer nach ONO-gerichteten Achse, bis in das südwestliche Russland hinein positive Anomalien aufweisen. Infolgedessen liegt in der Periode CQVSS_{MAX} eine

überwiegend zonale Ausrichtung der Westwinddrift vor, wodurch nur über dem spanisch-französischen Grenzgebiet und über dem Schwarzen Meer ein kleiner Teil der atlantischen Luftmassen in den Mittelmeerraum verlagert wird. Der Feuchtetransport vom Atlantik in den Mittelmeerraum ist somit auf diese beiden schmalen Sektoren beschränkt. Über dem Schwarzen Meer gelangt der nach Süden gerichtete Luftmassenstrom in den Einflussbereich des vorherrschenden Zyperntiefs, wodurch die Luftmassen in eine zyklonale Rotation versetzt werden. In der Folge werden die Luftmassen über dem Mittelmeer mit Feuchtigkeit angereichert und drehen an der nordafrikanischen Küste in Richtung Westen, wodurch es in diesem Bereich zu Niederschlägen kommen kann. Der Feuchtigkeitsgehalt dieser Luftmassen scheint allerdings nicht auszureichen, um auch Niederschläge in der Levante-Region hervorzurufen (vgl. Tab. 5). Erst im Stau-bereich des Taurusgebirges kommt es erneut zu ergiebigen Niederschlägen, die sich bis weit in den ostanatolischen Bereich hinein erstrecken können.

Im Gegensatz dazu ist die atmosphärische Zirkulation in $CQVSS_{MIN}$ über dem Mittelmeerraum geprägt durch eine Abfolge von positiven und negativen Anomalien, ausgehend von einem Hochdruckzentrum im zentralen Bereich des südlichen Nordatlantiks bis hin zu einer negativen Druckanomalie über der Arabischen Halbinsel mit einem Zentrum über dem westlichen Irak. Dies hat zur Folge, dass in $CQVSS_{MIN}$ über Mitteleuropa und dem Mittelmeer keine eindeutige Hauptströmungsachse ausgebildet ist und sich die verschiedenen Druckzentren gegenseitig beeinflussen, wodurch feucht-maritime Luftmassen vom Atlantik in den Mittelmeerraum gelangen. Die Westwinddrift spaltet sich vor der französischen Atlantikküste in zwei annähernd gleichgroße Strömungsäste auf, wobei der südliche Ast in Richtung der Iberischen Halbinsel vordringt. Ein Teil dieses Strömungsastes wird schließlich vor der portugiesischen Küste direkt wieder in die subtropische Hochdruckzelle eingebunden und nach Süden abgelenkt, während die übrigen Luftmassen den mediterranen Raum erreichen. Hier verlagern sich die Luftmassen über dem Mittelmeer auf einer durch die verschiedenen Druckgebilde hervorgerufenen Wellenbewegung in den östlichen Mittelmeerraum, wobei westlich des Appenins stetig neue feucht-maritime Luftmassen aus dem Nordwesten nachströmen. Südöstlich von Kreta erfahren diese mit Feuchtigkeit angereicherten Luftmassen eine Beschleunigung und treffen anschließend im

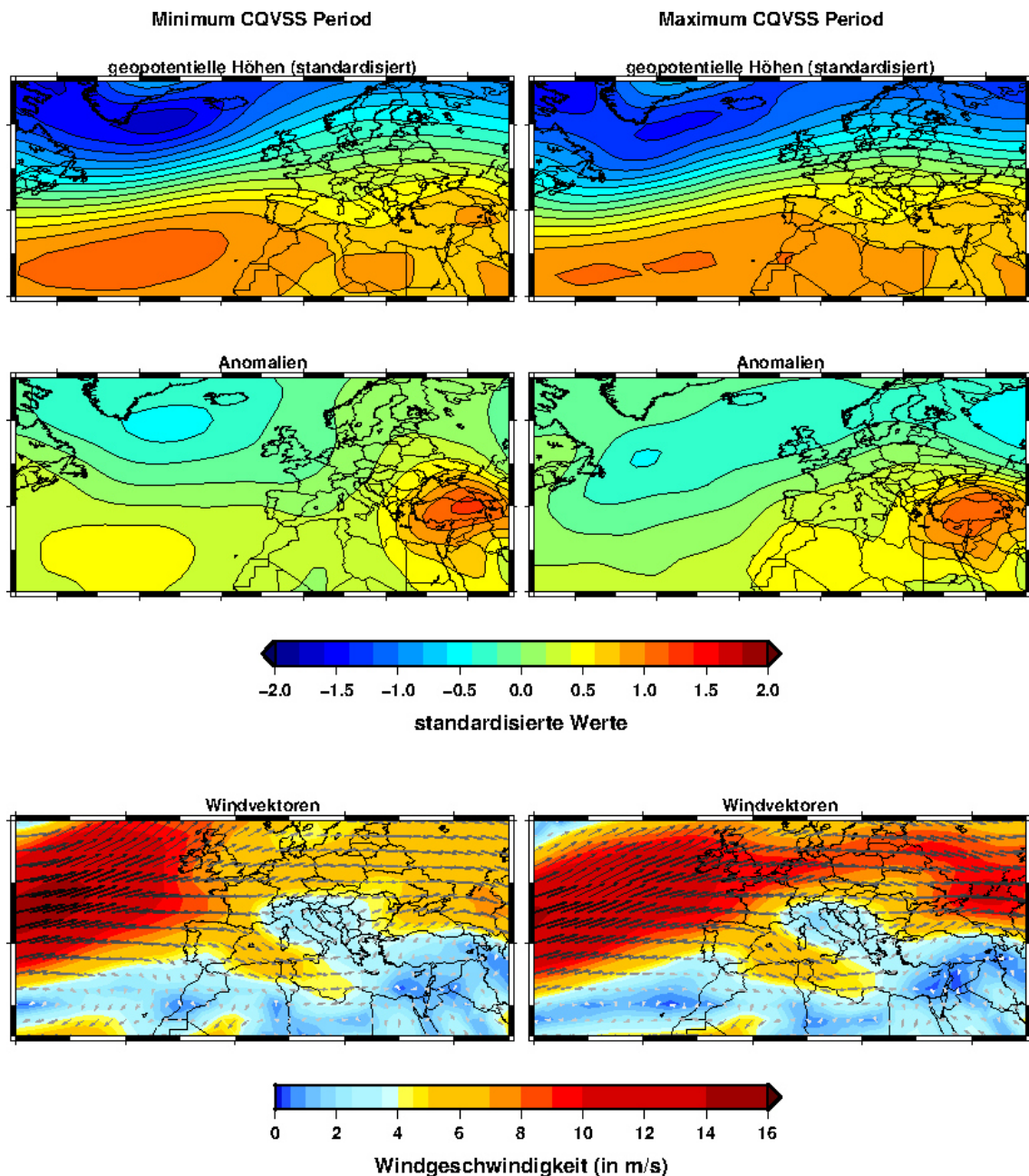


Abbildung 27: Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-10 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau mit PC-Scores > +2.0.

Grenzbereich zwischen Ägypten und Israel auf die Küste. In der Folge kommt es auch im nördlichen Randbereich dieser Strömung über Nordisrael zu Niederschlägen, allerdings erweisen sich diese als eher gemäßigt, sodass zwar an allen Tagen Niederschlag fällt, das 90.Quantil jedoch nicht überschritten wird (vgl. Tab. 5).

Bei den Kompositen mit PC-Scores > 2.0 zeigt sich in beiden Perioden eine ähnlich verlaufende Zirkulation, wobei die NAO in CQVSS_{MIN} stärker ausgeprägt ist. Die Levante-

Region liegt dabei unter einem Hochdruckzentrum, dessen Kern in der Periode $CQVSS_{MIN}$ zwar einen höheren Druck aufweist, die räumliche Ausdehnung jedoch in $CQVSS_{MAX}$ deutlich größer ist. Durch die weiter nach Süden verschobene Hauptströmungsachse in $CQVSS_{MAX}$ gelangen in dieser Periode mehr feucht-maritime Luftmassen aus dem Atlantik in den Mittelmeerraum, wodurch sich die erhöhte Anzahl an Niederschlagstagen in $CQVSS_{MAX}$ erklären lassen könnte. Allerdings findet aufgrund des Hochdruckeinflusses in der Levante-Region kaum eine markante Luftmassenbewegung statt, sodass hier vor allem lokale bis regionale Aspekte in den Vordergrund treten. Durch die autochthon geprägte Wetterlage können sich im Norden Israels lokale Windsysteme wie der Land-Seewind oder weiter im Hinterland das Berg-Talwind-System etablieren, die schließlich Niederschläge hervorrufen können. Durch das höhere Feuchtigkeitsangebot in der Periode $CQVSS_{MAX}$ würden sich die Unterschiede hinsichtlich des Niederschlagsverhaltens an der Station Safed erklären lassen (vgl. Tabelle 5).

7.3.4.3 Einfluss der Zyklonenaktivität auf das instationäre Verhalten der Prädiktor-Prädikand-Beziehung in der Levante-Region

Ein wesentlicher Aspekt, der bei der Niederschlagsgenerierung in der Levante-Region eine entscheidende Rolle spielt, ist die Zyklogenese im Mittelmeerraum, insbesondere im Bereich von Zypern. Das Zyperntief ist laut GOLDREICH (2003) für 90% der Jahresniederschläge in Israel verantwortlich und SAARONI ET AL. (2010) führt 50% der interannuellen Niederschlagsvariabilität auf das Auftreten bzw. Ausbleiben der Zyperntiefs zurück. Dabei unterscheiden sich zwei grundlegende Arten von Zyperntiefs. Zum einen werden die Zyklonen betrachtet, die sich im östlichen Mittelmeerraum im Bereich von Zypern und in der südlichen Ägäis bilden, und zum anderen die Tiefdruckgebiete, die durch die vorherrschende Zirkulation aus anderen Gebieten, wie zum Beispiel dem Golf von Genua oder der Lee-Region des Atlas, in den östlichen Mittelmeerraum gelangen. Letztere erfahren hier entweder eine erneute Verstärkung oder der Prozess der Zyklagenese wird erneut gestartet, sodass diese an der Levante-Küste für erhebliche Niederschläge sorgen (GOLDREICH 2003). In einer Studie von FLOCAS ET AL. (2010) wurde die

Auftrittshäufigkeit von Zyklonen, welche das Niederschlagsgeschehen im östlichen Mittelmeerraum beeinflussen, hinsichtlich ihrer Ursprünge, der saisonalen Verteilung sowie möglicher Trends evaluiert. Es zeigt sich, dass die meisten Zyklonen, welche für Niederschläge in Israel verantwortlich sind, ihren Ursprung im östlichen Mittelmeer haben. Vor allem in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts unterliegt diese Entwicklung einem signifikanten positiven Trend, während die Anzahl der Zyklonen, die ihren Ursprung außerhalb des östlichen Mittelmeers haben, signifikant abnahm. Insgesamt betrachtet reicht der positive Trend bei den autochthonen Tiefdruckgebieten allerdings nicht aus, um den Rückgang bei den allochthonen Tiefdruckgebieten zu kompensieren, sodass im Ganzen ein Rückgang für die Anzahl der Zyklonen, und folglich ein Rückgang für die annuellen Niederschlagsmengen im östlichen Mittelmeerraum zu beobachten ist.

Neben der rezenten Zyklonenaktivität im Mittelmeerraum haben NISSEN ET AL. (2014) auch die zukünftige Entwicklung unter Berücksichtigung des Klimawandels analysiert. Diese Analyse zeigt für die zweite Hälfte des 20. Jhs. eine generelle Abnahme der Zyklonenaktivität im Mittelmeerraum, während im östlichen Mittelmeer und vor der marokkanischen Küste die Anzahl der Zyklonen zunimmt. Diese Entwicklung scheint sich auch unter einem veränderten Klima bis Mitte des 21. Jhs. fortzusetzen. Dabei zeigt die Zyklonenaktivität im Mittelmeerraum einen signifikanten Zusammenhang mit Schwankungen innerhalb der großskaligen Zirkulation (vgl. HURRELL & VAN LOON 1997; TRIGO ET AL. 2000). Durch eine mehr oder weniger stark ausgeprägte NAO kommt es durch die Verlagerung der Hauptströmungsachse auch zu Änderungen hinsichtlich der Anzahl der Kaltfronten, die den mediterranen Raum passieren (SERREZE ET AL. 1997). Da ein Großteil der Zyklonen im Mittelmeerraum maßgeblich von dem Durchzug von Kaltfronten der synoptischen Systeme des Nordatlantiks abhängig ist (TRIGO ET AL. 2000, HMSO 1962), schwankt die mittlere mediterrane Zyklonenaktivität mit den Ausprägungen der NAO (CORTE-REAL ET AL. 1995). Dabei hat sich gezeigt, dass in den letzten Jahrzehnten die durchschnittliche Anzahl an Zyklonen während den negativen Phasen der NAO in etwa 20% über den Werten der positiven Phasen liegt (NISSEN ET AL. 2010). Somit steht die positive rezente Entwicklung der NAO und der daraus resultierende Rückgang von Zyklonen, die ihren Ursprung außerhalb des östlichen Mittelmeerraums haben, im Ein-

klang mit den Beobachtungen bei FLOCAS ET AL. (2010), infolgedessen die Niederschlagsentwicklung an der Station Safed zunehmend von der Ausprägung des Zyperntiefs abhängig ist.

Die Niederschlagsmengen, die durch das Zyperntief in Israel generiert werden, sowie deren räumliche Verteilung hängen dabei entscheidend von der Lage des Tiefdruckzentrums ab (ZANGVIL ET AL. 2003). Die Lage des Zentrums ist aus zwei unterschiedlichen Gründen für das Niederschlagsverhalten in Israel relevant. Zum einen bestimmt die Lage des Tiefdruckgebiets die Trajektorien und somit den Anteil der Bahnkurven der Luftteilchen, welcher über einen Wasserkörper führt. Je größer dieser im Verhältnis zur gesamten Trajektorie ist, desto mehr Feuchtigkeit können die Luftmassen aufnehmen. Zum anderen bestimmt die Lage des Tiefdruckzentrums die Windrichtung, d.h. den Winkel, in dem die Luftmassen auf Land treffen, und welche Regionen letztendlich von den Niederschlägen betroffen sind. So zeigt sich, dass vor allem Tiefdruckgebiete, deren Zentren nördlich oder östlich von Israel bzw. südlich von Zypern liegen, für den größten Teil der Niederschläge in Israel verantwortlich sind. Dabei kommt es in den nördlichen Regionen Israels vor allem bei nördlich von Israel und südlich von Zypern gelegenen Tiefdruckgebieten zu Niederschlägen, während Tiefdruckgebiete, deren Zentren östlich von Israel liegen, überwiegend in den südlichen Regionen Niederschlagsereignisse begünstigen (SAARONI et al. 2010). Unterschiede hinsichtlich der Lage des Tiefdruckkerns lassen sich in Abb. 21 auch für die beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ ausmachen. Das Tiefdruckzentrum in $CQVSS_{MIN}$ kann eindeutig dem Typ südlich von Zypern zugeordnet werden, wodurch sich sowohl die hohe Niederschlagswahrscheinlichkeit als auch der hohe Anteil der Niederschläge oberhalb des 90.Quantils innerhalb dieser Periode erklären lassen. Im Gegensatz dazu weist das Tiefdruckzentrum in $CQVSS_{MAX}$ eine eher östliche Lage auf. Zyperntiefs des Typs „östlich von Israel“ sorgen zwar auch in den nördlichen Regionen im Bereich Safed für Niederschläge, allerdings liegen Niederschlagsmengen und Niederschlagswahrscheinlichkeit deutlich unter den Werten der beiden anderen Typen. Somit liefert die unterschiedliche Lage des Zyperntiefs in den beiden Perioden eine mögliche Erklärung für den abweichenden linearen Zusammenhang zwischen der Ausprägung des Variationszentrums und dem Niederschlagsgeschehen an der Station Safed im Norden Israels.

7.3.5 Zusammenfassung

Der Zusammenhang zwischen der großskaligen Zirkulation und dem 90.Quantil der Niederschlagsverteilung der Station Safed im Norden Israels unterliegt zwischen 1973 und 1984 im Winter einer langanhaltenden negativen Instationarität. Die Analyse der beiden Perioden mit dem höchsten und dem niedrigsten Skill Score zeigt, dass in dem Zeitraum, in dem der niedrigste CQVSS vorliegt, der lineare Zusammenhang zwischen Prädiktoren und Niederschlag deutlich ausgeprägter ist als in anderen Perioden. In der Folge ist das in dieser Periode kalibrierte Regressionsmodell nur bedingt auf andere Perioden übertragbar, da sich dieses als anfällig gegenüber Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation erweist.

Die Analysen des Niederschlagsverhaltens an der Station Safed in Verbindung mit der atmosphärischen Zirkulation, die an Tagen mit einem stark bzw. schwach ausgeprägten Variationszentrum einhergeht, offenbaren in beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ gewisse Muster, anhand derer sich die variierende Prädiktor-Prädiktand-Beziehung erklären lässt. Die Komponente, welche den größten Einfluss auf diese Beziehung aufweist, ist die als NAO bekannte Telekonnektion zwischen dem Azorenhoch und dem Islandtief, die, je nach Ausprägung, verschiedene Prozesse hervorruft, die sich entweder reduzierend oder intensivierend auf den Niederschlag in der Levante-Region auswirken. Auswirkungen der NAO in Bezug auf die Druckanomalien im östlichen Mittelmeerraum werden über kleinskaligere Telekonnektionen, wie zum Beispiel der Mediterranen Oszillation oder dem EA-WR Pattern, übertragen, da jeweils ein Pol dieser Telekonnektionen in der Nähe der Druckzentren der NAO verortet ist. So induziert zum Beispiel eine stark ausgeprägte NAO mit einem markanten Hochdruckgebiet, welches sich bis über die Iberische Halbinsel erstreckt, in vielen Fällen eine negative Druckanomalie im östlichen Mittelmeerraum, sodass auch der MO-Index in dieser Situation einen erhöhten Wert aufweist. Des Weiteren hat die NAO in dieser Region maßgeblichen Einfluss auf die Zyklonenaktivität und den Feuchtegehalt der Luftmassen. Durch die Verlagerung der Hauptströmungsachse nach Norden während einer positiven Phase der NAO, gelangen weniger feucht-maritime Luftmassen vom Atlantik in den Mittelmeerraum und die Anzahl der Kaltfronten, die den Mittelmeerraum passieren nimmt ab.

Eine deutlich ausgeprägte atmosphärische Zirkulation, wie dies in $CQVSS_{MIN}$ der Fall ist, wirkt sich durchweg positiv auf den linearen Zusammenhang zwischen Prädiktor und Niederschlag aus. Wenn sich der atmosphärische Zustand allerdings über einen längerfristigen Zeitraum signifikant ändert, kann dieses Modell nicht auf eine solche Periode übertragen werden, da entscheidende Prozesse bei der Niederschlagsentwicklung unter- bzw. überschätzt werden. In der Folge zeigt sich das Modell, welches in der Periode $CQVSS_{MAX}$ aufgestellt wurde, als wesentlich besser geeignet, um auf andere Zeiträume zu übertragen zu werden, obwohl dieses Schwächen bei der Erfassung der niederschlagsgenerierenden Prozesse in der Atmosphäre während der Kalibrierung aufweist.

7.4 Mögliche Ursachen instationären Verhaltens im Mittelmeerraum in den verschiedenen Jahreszeiten

Aufbauend auf Kapitel 7.2, in dem eine räumliche Einordnung der Instationaritäten in den verschiedenen Jahreszeiten und Quantilen vorgenommen wurde, sollen hier die möglichen Ursachen für variierende Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen in den einzelnen Teilregionen des Mittelmeers für die verschiedenen Jahreszeiten untersucht werden. Hierfür werden einerseits unterschiedliche statistische Größen, wie zum Beispiel Gesamtniederschlag und Anzahl der Niederschlagstage, sowie andererseits die Kompositen der Variationszentren der beiden Perioden $CQVSS_{MAX}$ und $CQVSS_{MIN}$ (vgl. Kapitel 7.3.1) untersucht, die im Rahmen der Kalibrierung den größten Einfluss auf das modellierte Niederschlagsquantil haben. Die entsprechenden Tabellen sowie die niederschlagsgenerierenden Kompositen der geopotentiellen Höhen für die jeweiligen Variationszentren mit dem höchsten absoluten Beta-Koeffizienten sind für alle vorliegenden Instationaritäten in Anhang D zu finden.

An dieser Stelle sollte erwähnt werden, dass nicht alle Instationaritäten anhand der großskaligen Zirkulation der Kompositen erklärt werden können. Um den Einfluss des Variationszentrums auf den Niederschlag der entsprechenden Station zu quantifizieren, soll hier ein semi-objektiver Ansatz präsentiert werden, der eine Einordnung erlaubt, inwieweit die Instationaritäten anhand der vorliegenden Kompositen potentiell erklärt werden können. Bei diesem Verfahren wird der mittlere Niederschlag an den Tagen, an

denen die jeweilige Hauptkomponente PC-Scores aufweist, die Niederschläge an der Station begünstigen (Kompositenniederschlag: PC-Score > 2 bzw. PC-Score < -2 ; abhängig vom Vorzeichen des jeweiligen Beta-Koeffizienten der PC), ins Verhältnis mit den tatsächlich beobachteten mittleren Niederschlagsmengen an den Tagen, die oberhalb des realen Quantilwerts liegen (Quantilniederschlag), gesetzt. Fällt in einer der Perioden CQVSS_{MIN} bzw. CQVSS_{MAX} an den Tagen mit niederschlagsbegünstigenden PC-Scores im Mittel mehr als ein Drittel des tatsächlich beobachteten mittleren Niederschlags oberhalb des entsprechenden Quantils, können extreme Niederschläge durchaus auf den Einfluss des Variationszentrums zurückgeführt werden. Liegt der entsprechende Wert unterhalb von einem Drittel des definierten Werts, ist der Einfluss auf den Niederschlag an der jeweiligen Station eventuell zu gering, um die vorhandene Instationarität anhand der mittleren großskaligen Zirkulation der Kompositen erklären zu können. Der Wert von 33% des mittleren Niederschlags oberhalb des tatsächlich beobachteten Quantils ist hier ein subjektiv gewählter Schwellenwert, sodass Variationszentren, die aufgrund des festgelegten Werts bei den nachfolgenden Analysen nicht berücksichtigt werden, durchaus eine mögliche Erklärung für die Instationaritäten innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung liefern könnten als auch umgekehrt (in dem Sinn, dass in den berücksichtigten Variationszentren keine Instationaritäten vorliegen). Ein interessanter Aspekt zeigt sich, wenn die Verhältnisse von Kompositenniederschlag zu Quantilniederschlag (C/Q-Verhältnis) zwischen CQVSS_{MIN} und CQVSS_{MAX} verglichen werden. Je weiter die beiden Werte auseinander liegen, desto eher kann davon ausgegangen werden, dass dieses Variationszentrum für die Instationarität verantwortlich ist und mögliche Ursachen in der großskaligen Zirkulation der Kompositen zu finden sein sollten.

In den nachfolgenden Abschnitten werden die Instationaritäten der unterschiedlichen Jahreszeiten näher untersucht. Die darin enthaltenen Tabellen 6-8 geben für jede auftretende Instationarität innerhalb der Jahreszeiten die Verhältnisse des Kompositenniederschlags zum Quantilniederschlag für die beiden Perioden CQVSS_{MIN} und CQVSS_{MAX} sowie die Differenzen der beiden Werte wieder. Die letzte Spalte soll Aufschluss darüber geben, inwieweit die Instationaritäten anhand der Kompositen potentiell erfasst werden können. Wenn von mindestens einer Periode das C/Q-Verhältnis über 33% liegt und

die absolute Differenz zwischen beiden größer als 10 ist, sind diese mit einem grünen Haken gekennzeichnet. Ist die absolute Differenz geringer, aber das Verhältnis von mindestens eine Periode liegt bei mehr als 33%, sind diese durch ein „o“ gekennzeichnet, während ein rotes „x“ symbolisiert, dass die Verhältnisse beider Perioden unterhalb des Schwellenwerts liegen. Der Schwellenwert der absoluten Differenz von 10 ist dabei ebenfalls auf ein subjektives Auswahlverfahren zurückzuführen. Da $CQVSS_{MIN}$ jeweils der Validierungsperiode von $CQVSS_{MAX}$ entspricht, sollten sich hier mögliche Ursachen für die mangelhafte Übertragbarkeit der Regressionsmodelle in der großskaligen Zirkulation der Kompositen abbilden. An dieser Stelle soll nochmal erwähnt werden, dass dieses Verfahren lediglich das Potential wiedergibt, mit der auftretende Instationaritäten anhand der Kompositen erklärt werden können. Da die Kompositen nur eine kleine Stichprobe der jeweiligen Subperioden darstellen, können Instationaritäten durchaus auch auf andere atmosphärische Prozesse zurückzuführen sein, die nicht durch die Kompositen erfasst werden. Die Wahrscheinlichkeit, dass die Ursachen für die mangelhafte Übertragbarkeit der Regressionsmodelle durch die großskalige Zirkulation der Kompositen erfasst werden, steigt jedoch mit der Zunahme der oben definierten Werte. Im Folgenden werden vor allem die Instationaritäten beleuchtet, bei denen das C/Q-Verhältnis sowie die absolute Differenz die beiden Schwellenwerte überschreiten.

7.4.1 Instationaritäten im Herbst

Aus Tabelle 6 geht hervor, dass insgesamt zwei Drittel der auftretenden Instationaritäten im Herbst potentiell auf Veränderungen der großskaligen Zirkulation innerhalb der Kompositen zurückgeführt werden können. Lediglich die Instationaritäten des 99.Niederschlagquantils sind nicht gut geeignet, mögliche Ursachen für die variierende Prädiktor-Prädiktand-Beziehung abzuleiten. Dieses Bild spiegelt sich auch in den beiden anderen Jahreszeiten wider. Niederschläge oberhalb des 99.Niederschlagsquantils lassen sich somit nicht allein durch zirkulationsdynamische Prozesse, sondern vielmehr auf eine Kombination unterschiedlicher subskaliger Prozesse zurückführen, die möglicherweise nicht durch die grob aufgelösten Gitternetzdaten dargestellt werden können.

Für das 90.Quantil der Station Soria im Herbst zeigt sich ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet vor der Nordwestküste Spaniens für die Niederschläge verantwortlich (Anhang D, Abb. D 6). Dabei tritt diese Situation in $CQVSS_{MIN}$ fast doppelt so häufig auf wie in $CQVSS_{MAX}$, während $CQVSS_{MAX}$ ein höheres C/Q-Verhältnis aufweist. Die wesentlichen Unterschiede bestehen darin, dass das Tiefdruckgebiet in $CQVSS_{MAX}$ eine größere räumliche Ausdehnung besitzt und gegenüber $CQVSS_{MIN}$ eine stärker von Süd nach Nord orientierte Achse aufweist. Infolgedessen weist die Luftströmung über der Iberischen Halbinsel in der Periode $CQVSS_{MAX}$ einen meridionaleren Charakter auf, sodass die feuchtmaritimen Luftmassen frontaler auf den Gebirgszug der Pyrenäen treffen. Der Stau effekt im Luv der Pyrenäen ist daher in $CQVSS_{MAX}$ größer, wodurch sich der höhere mittlere Niederschlag bei den niederschlagsbegünstigenden Kompositen erklären lässt. Somit wirken sich im Gegensatz zu den mittleren Niederschlägen (vgl. Abschnitt 5.5.1), die überwiegend auf Wetterlagen mit einer östlichen bis nördlichen Strömungskomponente zurückzuführen sind (CORTESI ET AL. 2014), Wetterlagen mit einer südwestlichen Strömungskomponente begünstigend auf Starkregenereignisse in dieser Region aus.

Tabelle 6: Verhältnis zwischen Kompositenniederschlag und Quantilsniederschlag sowie Differenz für die verschiedenen Stationen mit instationärem Verhalten im Herbst. Die Spalte „DAUER“ gibt an, ob es sich um eine kleine (S), mittlere (M) oder große (L) Instationarität handelt. Die letzte Spalte definiert die semi-objektive Einschätzung des Potentials zur Erfassung möglicher Ursachen für Instationaritäten anhand der Kompositen.

QUANTIL	REGION	PC	STATION	$CQVSS_{MIN}$	$CQVSS_{MAX}$	DIFF	DAUER	
0.9	WM	20	Soria	53.8	64.3	-10.5	L	✓
		11	Bologna	71.7	28.5	43.2	S	✓
	CM	12	Gospic	22.8	34.9	-12.1	L	✓
		14	Lastovo	20.5	32.0	-11.5	S	✗
		21	Brindisi	50.6	38.9	11.7	M	✓
	EM	2	Safed	83.5	62.0	21.5	S	✓
		15	Jerusalem	101.3	61.3	40.0	M	✓
0.95	CM	12	Gospic	46.9	39.9	7.0	M	o
		13	Chania	62.9	51.9	11.0	M	✓
		19	Methoni	39.8	22.1	17.7	S	✓
	EM	2	Safed	83.3	30.6	52.7	M	✓
		15	Jerusalem	63.2	44.5	18.7	L	✓
0.99	WM	10	Tortosa	6.4	5.9	0.5	M	✗
		20	Soria	14.3	15.3	-1.0	L	✗
	EM	15	Jerusalem	25.7	16.5	9.2	M	✗

Im zentralen Mittelmeerraum weisen die Niederschläge der beiden italienischen Stationen Bologna und Brindisi (Anhang D, Abb. D 2, D 7) einen starken Zusammenhang mit einer Tiefdruckanomalie über Süditalien auf, während die Niederschläge in der Region Gaspic (Anhang D, Abb. D 3) auf ein großflächig agierendes Tiefdruckgebiet über Südosteuropa zurückzuführen sind. Sowohl bei Bologna als auch bei Brindisi liegt in der Periode $CQVSS_{MIN}$ ein höheres C/Q-Verhältnis vor, wohingegen dieses in der Region um Gaspic in der Periode $CQVSS_{MAX}$ größer ist. Die großskalige Zirkulation in den beiden Perioden $CQVSS_{MAX}$ der italienischen Stationen weist dabei ein abgeschnittenes, eigenständiges Tiefdruckgebiet auf, während dieser Prozess in den Perioden $CQVSS_{MIN}$ noch nicht vollständig abgeschlossen ist. Im Fall von $CQVSS_{MIN}$ der Station Bologna ist auf der Rückseite des Tiefdrucktrogs ein Hochdruckrücken ausgebildet, dessen Zentrum über den Britischen Inseln liegt. Der hier vorliegende Druckgradient führt dazu, dass die feuchtmoritimen Luftmassen aus westlichen Richtungen zusammen mit polaren Kaltluftmassen aus dem Norden über Mitteleuropa eine Ablenkung Richtung Süden erfahren und schließlich, nach dem Um- bzw. Überströmen der Alpen in der Region Bologna für heftige Niederschläge sorgen. Sowohl die mittleren (vgl. Abschnitt 5.5.2) als auch die extremen Niederschläge sind somit auf eine ähnliche synoptische Situation zurückzuführen, bei der polare Kaltluftmassen aus nordwestlichen Richtungen die Zyklonogenese im Golf von Genua begünstigen (ULBRICH ET AL. 2012). In $CQVSS_{MAX}$ fehlt dieser Druckgradient, wodurch die Luftmassen nahezu ungestört über Großbritannien Richtung Nordosteuropa verlagert werden. Dies führt dazu, dass an Tagen, an denen die Kompositen Niederschläge begünstigen, in der Periode $CQVSS_{MIN}$ über 70% der mittleren Niederschlagssummen oberhalb des 90.Quantils erreicht werden, wohingegen in $CQVSS_{MAX}$ an den entsprechenden Tag nur 28.5% dieses Werts generiert werden.

Im südöstlichen Randbereich des Tiefdruckgebiets schließt sich dabei in beiden Minimum-Perioden der italienischen Stationen ein Hochdruckgebiet an. Während dieses kaum merklichen Einfluss auf den Niederschlag der Station Bologna zu haben scheint, könnte das instationäre Verhalten an der Station Brindisi auf den Druckgradienten zwischen dem Tief über Italien und der Druckanomalie im östlichen Mittelmeerraum zurückzuführen sein. Die Isobaren über dem östlichen Mittelmeer erscheinen dabei in der

Periode CQVSS_{MIN} als stärker gedrängt, wodurch sich eine stärkere Luftströmung in Richtung Nordost einstellt. Darüber hinaus könnte die noch nicht vollständig abgeschlossene Abtrennung des Tiefdruckgebiets in CQVSS_{MIN} einen positiven Einfluss auf den Zusammenhang zwischen Niederschlag und Ausprägung des Variationszentrums haben, da so nachfolgende feuchtmaritime Luftmassen aus dem Bereich des Atlantiks in den zentralen Mittelmeerraum verlagert werden, während in CQVSS_{MAX} ein erheblicher Teil den zonalen Strömungscharakter über Mittel- und Nordeuropa beibehält.

In der Region um Gaspic scheint die Instationarität des 90.Niederschlagsquantils auf die räumliche Ausdehnung der Tiefdruckanomalie über Südosteuropa zurückzuführen zu sein. In beiden Perioden liegt über Mitteleuropa eine beschleunigte Luftmassenströmung aus nordwestlichen Richtungen vor, die im Bereich der Alpen in einen südlichen und einen nördlichen Strömungsast aufgespaltet wird. Der nördliche Strömungsast weist dabei in der Periode CQVSS_{MIN} eine wesentlich höhere Windgeschwindigkeit auf, wodurch möglicherweise vermehrt Niederschlag von der kroatischen Adriaküste ferngehalten wird, bzw. niederschlaggenerierende Luftmassen schneller über diese Region abgeführt werden. Der unter Abschnitt 5.5.2 beschriebene Stau effekt entlang des dalmatinischen Küstengebirges, der laut ENDLICHER (2000) maßgeblich für die Niederschläge in dieser Region verantwortlich ist, kann auf der Basis der Kompositen weder in der Periode CQVSS_{MIN} noch in CQVSS_{MAX} als mögliche Erklärung für die Niederschläge oberhalb des 90.Quantils dienen. Da die Station Gaspic im Vergleich zu den anderen beiden betrachteten Regionen im zentralen Mittelmeerraum das geringste C/Q-Verhältnis aufweist und mit 34.9% gerade mal knapp oberhalb des Schwellenwerts liegt, ist eine Zuordnung des instationären Verhaltens anhand der Kompositen zu einer bestimmten synoptischen Situation nur bedingt möglich. Ein anderes Bild ergibt sich im Herbst für das 95.Niederschlagsquantil der Station Gaspic (Anhang D, Abb. D 9). Die Kompositen der geopotentiellen Höhen zeigen gegenüber dem 90.Quantil ein leicht nach Westen verschobenes Tiefdruckgebiet, wodurch das Druckzentrum im Bereich der nördlichen Adria und den angrenzenden Küstenregionen auszumachen ist. Dies führt dazu, dass der größte Teil der feuchtmaritimen Luftmassen bereits im französisch-spanischen Grenzgebiet in den Mittelmeerraum gelangt, während der Strömungsast, der die Alpen auf der

Nordseite umströmt, nur schwach ausgeprägt ist. Aufgrund des nach Westen verschobenen Tiefdruckzentrums erfahren die Luftmassen bereits über dem zentralen Mittelmeerbereich eine Ablenkung in Richtung Nordost, sodass die Luftmassen nahezu frontal auf den dalmatinischen Küstenbereich treffen und sich der von ENDLICHER (2000) beschriebene Stau effekt einstellt. Da allerdings beide Schwellenwerte unterschritten werden und auch die Kompositen der beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ ein nahezu einheitliches Strömungsbild aufweisen, können mögliche Ursachen für die vorliegende Instationarität nicht allein auf diesen Prädiktor zurückgeführt werden.

Die beiden griechischen Stationen Methoni am südwestlichen Ende des Peloponnes und Chania auf der Insel Kreta (Anhang D, Abb. D 10, D 12) weisen bei Q95 ebenfalls Übereinstimmungen hinsichtlich der möglichen Ursache für das instationäre Verhalten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung auf. Obwohl das Variationszentrum, welches den höchsten Einfluss auf den Niederschlag an der Station Methoni thermodynamischer Natur ist, scheint eine Tiefdruckanomalie südlich bzw. südwestlich von Kreta der prägende Faktor hinsichtlich der Niederschlags generierung in dieser Region zu sein. In Verbindung mit einem Hochdruckrücken über der arabischen Halbinsel erhalten die Luftmassen in $CQVSS_{MIN}$ über dem östlichen Mittelmeer eine stärker nach Norden gerichtete Strömungskomponente, während diese in $CQVSS_{MAX}$ geringer ausgeprägt ist. Zusammen mit einem niedrigeren Kerndruck innerhalb der Tiefdruckanomalie könnte sich die vorliegende Instationarität an dieser Station erklären lassen.

Ein wesentlich niedrigerer Kerndruck sowie ein erhöhter Druckgradient im äußeren Randbereich der Tiefdruckanomalie sind vermutlich auch die Ursache der Instationarität beim 95. Niederschlagsquantil der Station Chania. Die synoptische Situation in $CQVSS_{MAX}$ erlaubt zwar einen höheren Kompositenniederschlag, allerdings ist das C/Q-Verhältnis in $CQVSS_{MIN}$ um 11% höher. Der höhere Kompositenniederschlag in $CQVSS_{MAX}$ könnte auf den längeren Weg zurückzuführen sein, den die Luftmassen über das Mittelmeer zurücklegen, da die feuchtmaritimen Luftmassen den Mittelmeerraum bereits im Grenzgebiet zwischen Spanien und Frankreich erreichen und somit über eine längere Strecke mit Feuchtigkeit angereichert werden können. Das höhere C/Q-Verhältnis in $CQVSS_{MIN}$ ist möglicherweise auf eine erhöhte zyklonale Rotation infolge des stärker ausgeprägten Tiefdruckgebiets südlich von Kreta zurückzuführen, wodurch insgesamt zwar weniger

Niederschlag fällt, dieser sich jedoch einer eindeutigeren synoptischen Situation zuschreiben lässt.

In den beiden Regionen des östlichen Mittelmeerraums zeigt sich bei allen Quantilen eindeutig die unter Abschnitt 7.3.4 beschriebene und bei SAARONI ET AL. (2010) ausführlich dargestellte Abhängigkeit der Niederschläge von der Lage und Ausprägung des Zyperntiefs, wobei sich zwischen der Station Safed und Jerusalem deutliche Unterschiede in Bezug auf die räumliche Ausdehnung ergeben. Insgesamt weisen sowohl Beta-Koeffizienten und C/Q-Verhältnis als auch mittlere Niederschlagsmengen und Anzahl der Niederschlagstage in beiden Regionen höhere absolute Werte in $CQVSS_{MIN}$ auf (vgl. Anhang D, Tab. D 1).

Im Gegensatz zu der Periode $CQVSS_{MIN}$ der Station Safed ist bei der Station Jerusalem die Tiefdruckanomalie im östlichen Mittelmeerraum in der Periode $CQVSS_{MAX}$ wesentlich stärker ausgeprägt und weiter nach Osten verschoben (vgl. Anhang D, Abb. D 1, D 5). Der hier vorliegende Tiefdrucktrog erstreckt sich allerdings über den Kartenrand hinaus aus, sodass die feuchten Luftmassen nicht wie üblich in der Levante-Region die Küste erreichen, sondern über die nordafrikanische Küstenregion weiter nach Süden verlagert werden und vornehmlich in dieser Region für Niederschläge sorgen. In $CQVSS_{MIN}$ liegt das Zentrum der Tiefdruckanomalie hingegen über dem türkisch-syrischen Grenzgebiet, sodass die niederschlagsgenerierenden Luftmassen über dem östlichen Mittelmeer eine Rotation hin zur israelischen Küste erfahren und Niederschläge in der Region um Jerusalem begünstigen.

Die Kompositen der Station Safed zeigen in der Periode $CQVSS_{MIN}$ auf der einen Seite einen deutlich stärker ausgeprägten Tiefdrucktrog im östlichen, und, analog zu den Analysen des 90. Niederschlagquantils im Winter, einen stärker ausgeprägten Höhenrücken im westlichen Mittelmeerraum, sodass Luftmassen über Südosteuropa in den Mittelmeerraum gelangen, in dem sie durch die warmen Oberflächentemperaturen des Mittelmeers Feuchtigkeit aufnehmen und durch die zyklonale Rotation in Richtung Levante-Region verlagert werden. Auf der anderen Seite sorgt der schwach ausgeprägte Höhenrücken in der Periode $CQVSS_{MAX}$ dafür, dass ein Großteil der Luftmassen, welche durch

die Tiefdruckanomalie nach Nordisrael verfrachtet werden, kontinentalen subtropischen Ursprungs ist. Diese trockenen Luftmassen können als Erklärung für das reduzierte C/Q-Verhältnis in der Periode $CQVSS_{MAX}$ dienen.

7.4.2 Instationaritäten im Winter

Im Winter erfüllen lediglich 40% der vorliegenden Stationszeitreihen, die durch variierende Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen geprägt sind, die oben angeführten Kriterien. Dies geht vor allem auf einen großen Anteil an Instationaritäten oberhalb des 99.Quantils zurück, welches sich, wie bereits erwähnt, nur in geringem Maße anhand der Kompositen erklären lassen. Während im Herbst die meisten Instationaritäten im zentralen Mittelmeerraum vorliegen, weist im Winter der östliche Mittelmeerraum den größten Anteil an Instationaritäten auf. Auffällig dabei ist, dass, im Gegensatz zu der Jahreszeit Herbst, selbst unterhalb des 99.Quantils keine der Stationen im zentralen Mittelmeerbereich die beiden oben genannten Kriterien erfüllt. Nichtsdestotrotz sollen hier auch die Kompositen der Stationen Bologna und Gaspic kurz in Relation zum Herbst betrachtet werden.

Das 90.Niederschlagsquantil weist im westlichen Mittelmeerraum nur an der Station Tortosa an der spanischen Ostküste eine Instationarität auf. Das C/Q-Verhältnis der Periode $CQVSS_{MAX}$ ist dabei mehr als doppelt so hoch wie in $CQVSS_{MIN}$, sodass der Zusammenhang zwischen dem Prädiktor und dem 90.Quantil an dieser Station in $CQVSS_{MAX}$ deutlicher ausgeprägt ist (vgl. Tab. 7). Unterstützt wird diese Annahme durch einen geringfügig größeren Beta-Koeffizienten des untersuchten Variationszentrums in dieser Periode, was sich insgesamt in einem höheren mittleren saisonalen Niederschlag sowie einer höheren mittleren Anzahl an Niederschlagstagen äußert (vgl. Anhang D, Tab. D 2).

In beiden Perioden erweist sich ein eigenständiges Tiefdruckgebiet mit einer vollständig ausgeprägten zyklonalen Rotation im südwestlichen Randbereich der Iberischen Halbinsel als niederschlagsgenerierendes Druckgebilde, wobei das Zentrum in der Periode $CQVSS_{MAX}$ etwas weiter nördlich liegt und einen niedrigeren Kerndruck besitzt (vgl. Anhang D, Abb. D 18). Die nördlichere Lage des Zentrums in $CQVSS_{MAX}$ ist darauf zurückzuführen, dass in $CQVSS_{MIN}$ ein Hochdruckgebiet über den Britischen Inseln und

Mitteleuropa ein weiteres Vorrücken des Tiefdruckgebiets nach Norden verhindert. Die Tiefdruckanomalie in $CQVSS_{MAX}$ weist darüber hinaus einen Ausläufer bis weit in den zentralen Nordatlantik auf, wodurch schon hier Luftmassen aus der nach Nordost gerichteten Westwinddrift abgezweigt werden und somit mehr Feuchtigkeit in das Tiefdrucksystem über dem Südwesten der Iberischen Halbinsel eingespeist werden kann. Folglich werden durch die vorherrschende zyklonale Rotation mehr feuchtmaritime Luftmassen aus (süd)östlichen Richtungen in das Küstengebiet von Tortosa im Nordosten Spaniens verfrachtet, wo diese für höhere Niederschläge sorgen. Somit zeigt sich in dieser Region auch bei der Betrachtung von Starkniederschlagsereignissen die bei CORTESI ET AL. (2014) beschriebene Abhängigkeit der Niederschläge von Ostwetterlagen (vgl. Abschnitt 5.5.1). Für das 95.Quantil der Station Tortosa liegt eine entsprechende synoptische Situation vor (Anhang D, Abb. D 26), allerdings liegen die beiden C/Q-Verhältnisse der Subperioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ unterhalb des Schwellenwerts. Aus diesem Grund wird hier auf eine eigenständige Betrachtung der Kompositen dieses Quantils verzichtet.

Weitere Instationaritäten innerhalb des 95.Niederschlagsquantils im westlichen Mittelmeerraum verzeichnen die beiden Stationen Sevilla und Perpignan. Für die Station Sevilla können die Instationaritäten mit einem Tiefdruckgebiet über dem östlichen Atlantik und einem Hochdruckgebiet über dem zentralen Mittelmeerraum in Verbindung gebracht werden (Anhang D, Abb. D 24). Aufgrund dieser Druckkonstellation werden feuchtmaritime Luftmassen aus südwestlichen Richtungen in den Süden der Iberischen Halbinsel verlagert, wodurch es hier zu ergiebigen Niederschlägen kommen kann. Dabei weist die Periode $CQVSS_{MAX}$ deutlich höhere mittlere Niederschläge und eine höhere Anzahl an Niederschlagstagen sowie ein höheres C/Q-Verhältnis auf. Vergleicht man die Kompositen der beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ fällt auf, dass das Tiefdruckgebiet in der Periode $CQVSS_{MAX}$ deutlich stärker ausgeprägt ist und sich bis in den Osten der Iberischen Halbinsel erstreckt, während in $CQVSS_{MIN}$ nur der Westen durch das Tiefdruckgebiet beeinflusst wird. Dies ist die Folge des weiter nach Norden reichenden Hochdruckrückens über Italien, der ein weiteres Vorrücken des Tiefdruckgebiets in Richtung Osten verhindert. Im Gegensatz dazu können die feuchtmaritimen Luftmassen in

der Periode $CQVSS_{MAX}$ weiter nach Osten vordringen und an der Station Sevilla für beständigere Niederschläge sorgen.

Tabelle 7: Gleiche Tabelle wie Tabelle 6 für die Jahreszeit Winter.

QUANTIL	REGION	PC	STATION	$CQVSS_{MIN}$	$CQVSS_{MAX}$	DIFF	LÄNGE	
0.9	WM	10	Tortosa	27.0	58.5	-31.5	M	✓
		11	Bologna	44.0	36.4	7.6	M	o
		12	Gospic	65.1	60.5	4.6	S	o
	CM	19	Methoni	48.6	48.9	-0.3	S	o
		2	Safed	86.3	42.9	43.4	L	✓
		7	Be'er Sheva	22.1	36.6	-14.5	L	✓
		15	Jerusalem	76.8	38.8	38.0	L	✓
0.95	WM	3	Sevilla	22.6	38.4	-15.8	S	✓
		10	Tortosa	15.3	29.4	-14.1	L	✗
		21	Perpignan	70.9	23.4	47.5	M	✓
	CM	12	Gospic	49.4	55.8	-6.4	S	o
		13	Chania	29.0	32.5	-3.5	M	✗
	EM	2	Safed	66.7	47.9	18.8	L	✓
		7	Be'er Sheva	53.6	43.9	9.7	L	o
		9	Tel Aviv	30.8	17.2	13.6	M	✗
		15	Jerusalem	55.6	26.4	29.2	L	✓
	WM	10	Tortosa	7.5	15.0	-7.5	M	✗
0.99	CM	12	Gospic	29.2	27.4	1.8	S	✗
		16	Mantova	27.9	6.8	21.1	S	✗
	EM	6	Limassol	17.9	18.4	-0.5	S	✗
		7	Be'er Sheva	16.8	4.7	12.1	M	✗
		9	Tel Aviv	13.2	12.8	0.4	S	✗
		15	Jerusalem	43.4	26.8	16.6	M	✓

Die Station Perpignan zeigt in der Periode $CQVSS_{MIN}$ einen deutlich stärkeren Zusammenhang zwischen den Ausprägungen des Variationszentrums und dem 95.Niederschlagsquantil. Der Tiefdrucktrog ist hier zum einen deutlich stärker ausgeprägt, sodass dessen Ausläufer sich bis an die nordafrikanische Küste erstrecken, und zum anderen liegt dessen Achse weiter westlich, sodass sich über dem Osten der Iberischen Halbinsel eine Tiefdruckanomalie entwickelt, die feuchte Luftmassen über dem westlichen Mittelmeerraum in Richtung der französischen Mittelmeerküste verlagert (Anhang D, Abb. D 29). Im Gegensatz dazu behält der Luftmassenstrom in der Periode $CQVSS_{MAX}$ über dem zentralen Mittelmeerraum eine weitestgehend zonale Strömungskomponente bei. Dies führt dazu, dass an den niederschlagsbegünstigenden Tagen in $CQVSS_{MIN}$ über 70% des tatsächlich beobachteten 95.Quantils erreicht werden, während in $CQVSS_{MAX}$ an diesen

Tagen lediglich 23% der Niederschläge fallen. Es zeigt sich, dass die von ENDLICHER (2000) beschriebenen meridionalen Zirkulationstypen der Westwinddrift auch für Niederschlagsextreme in dieser Region verantwortlich sind, wenngleich diese Wetterlagen im Winter seltener auftreten als in den Übergangsjahreszeiten (vgl. Abschnitt 5.5.1).

Im zentralen Mittelmeerraum zeigen die Kompositen der beiden Regionen um Gaspic und Bologna eine ähnliche synoptische Situation wie im Herbst. In Gaspic dominiert das bereits beschriebene Tiefdruckgebiet über dem südöstlichen Europa das Niederschlagsgeschehen (vgl. Anhang D, Abb. D 20). Die Differenz zwischen dem C/Q-Verhältnis ist allerdings nur gering, sodass mögliche Ursachen für das instationäre Verhalten nur schlecht aus den vorherrschenden Wetterlagen abgeleitet werden können. Das Tiefdruckgebiet, welches im Herbst für heftige Niederschläge in der Region um Bologna sorgt, weist im Winter ein weiter nach Norden verschobenes Zentrum auf (vgl. Anhang D, Abb. D 19). Eine ähnliche synoptische Situation zeigt sich auch in der Region um Methoni verantwortlich für extreme Niederschläge, wobei das nach Osten verschobene Tiefdruckgebiet in den Kompositen dieser Station einen wesentlich niedrigeren Kerndruck aufweist (Anhang D, Abb. D 22). Durch dieses Drucksystem werden feuchtmari-time Luftmassen bereits über der Iberischen Halbinsel in den Mittelmeerraum verlagert, über den Meeresoberflächen mit Feuchtigkeit angereichert und durch die zyklonale Rotation aus südwestlichen Richtungen in die Region um Methoni verlagert, in der diese für erhebliche Niederschläge sorgen können. Bis auf die etwas geringere räumliche Ausdehnung in der Periode $CQVSS_{MIN}$ unterscheiden sich die Kompositen der beiden Subperioden kaum, wodurch auch das nahezu identische C/Q-Verhältnis erklärt werden kann.

Das 95.Niederschlagsquantil ist im zentralen Mittelmeerraum lediglich bei zwei Stationen von einer Instationarität betroffen, wobei das C/Q-Verhältnis für die beiden Subperioden der Station Chania auf Kreta jeweils geringer als der Schwellenwert ist. Zudem liegen die absoluten Differenzen beider Stationen unterhalb des zweiten Grenzwerts, sodass ein Zusammenhang zwischen den hier dargestellten Variationszentren und dem 95.Niederschlagsquantil als eher unwahrscheinlich angesehen werden kann. Beide Stationen weisen innerhalb der niederschlagsbegünstigenden Kompositen eine Tiefdruckanomalie über dem zentralen, und Hochdruckeinfluss über dem östlichen Mittelmeergebiet auf. Für die Region um Gaspic liegt das Tiefdruckgebiet jedoch viel

weiter nördlich, wodurch feuchte Luftmassen im Bereich der dalmatinischen Küste und über Griechenland in Richtung Nordost abgeführt werden (vgl. Anhang D, Abb. D 27), während bei der Station Chania durch die südliche Lage des Tiefdruckgebiets Winde aus südlichen Richtungen für die Niederschläge verantwortlich sind (vgl. Anhang D Abb. D 28). Durch die stärker ausgeprägte Tiefdruckanomalie im zentralen Mittelmeerbereich in der Periode CQVSS_{MAX} verschiebt sich dabei die Hauptströmungsachse weiter in Richtung Osten, wodurch das höhere C/Q-Verhältnis erklärt werden könnte, da ein Großteil Kretas dadurch im Bereich der höchsten Windgeschwindigkeiten liegt.

Im östlichen Mittelmeerraum stellt sich, bis auf die Station Limassol auf Zypern, die gleiche Situation dar wie in der Jahreszeit Herbst, sodass an dieser Stelle keine weitere Interpretation der Kompositen angeführt wird. Da die Station Limassol jedoch nur innerhalb des 99.Niederschlagsquantils eine Instationarität aufweist und beide Schwellenwerte unterschritten werden, wird auch hier auf eine nähere Betrachtung der Kompositen dieser Station verzichtet. Eine Besonderheit zeigt sich allerdings bei der Betrachtung des 99.Niederschlagsquantils der Station Jerusalem, da hier die einzige Zeitreihe des 99.Quantils im Mittelmeerraum vorliegt, die eine Instationarität aufweist und beide Schwellenwerte überschreitet (vgl. Tab. 7). Nichtsdestotrotz liegen auch hier die Ursachen bei Ausdehnung und Lage des Zyperntiefs, sodass auf eine eingehendere Analyse verzichtet wird.

7.4.3 Instationaritäten im Frühling

Insgesamt 56,3% der vorliegenden Instationaritäten im Frühling sind potentiell auf Veränderungen in der Beziehung zwischen dem Variationszentrum mit dem höchsten Beta-Koeffizienten und dem jeweiligen Quantil der Stationen zurückzuführen. Wie in den beiden anderen Jahreszeiten zeigt sich auch im Frühling, dass bei der Betrachtung niedrigerer Quantilwerte Änderungen eher auf die hier vorliegende Prädiktor-Prädiktand-Beziehung zurückzuführen sind als bei höheren Quantilen.

Im westlichen Mittelmeerraum liegt im Frühling bei der Stationen Nimes ($\tau=0.9$), den Stationen Valladolid und Tortosa ($\tau=0.95$) und bei der Betrachtung des 99.Niederschlagsquantils bei den Stationen Tortosa und Alicante eine Instationarität vor, wobei

nur die Station Nîmes die oben angeführten Kriterien erfüllt. Bei den niederschlagsbegünstigenden Kompositen der Station Nîmes weist die großskalige Zirkulation einen Tiefdrucktrog über Frankreich auf sowie westlich einen in den Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ unterschiedlich stark ausgeprägten Hochdruckrücken (vgl. Anhang D, Abb. D 40). Östlich des Tiefdrucktrogs unterscheiden sich die synoptischen Situationen der beiden Perioden. Während in der Periode $CQVSS_{MAX}$ eine weitere Tiefdruckanomalie über dem östlichen Mittelmeerraum vorliegt, ist dieser in $CQVSS_{MIN}$ durch einen weiteren Höhenrücken geprägt. Infolgedessen stellt sich in $CQVSS_{MIN}$ eine nahezu geschlossene zyklonale Rotation über dem westlichen Mittelmeer ein, wohingegen in $CQVSS_{MAX}$ die vorherrschende Luftströmung einen eher zonalen Charakter über dem Mittelmeer aufweist. Da das C/Q-Verhältnis für $CQVSS_{MAX}$ um 13.9% höher liegt als bei $CQVSS_{MIN}$, scheint hier eine mehr zonale Ausrichtung der Hauptwindrichtung einen stärkeren Zusammenhang zwischen Prädiktor und Prädikand zu begünstigen. Eine Erklärung dafür könnte der Stau effekt der Luftmassen auf der Luvseite der Pyrenäen sein, wodurch es in den östlich angrenzenden Regionen zu heftigen Niederschlägen kommen kann, wenn der Einflussbereich der niederschlagsgenerierenden Luftmassen durch die Westströmung in Richtung Osten erweitert wird.

In der Region Valladolid liegt bei den Kompositen für das 95. Niederschlagsquantil eine ähnliche synoptische Situation vor, wie diese bereits bei der weiter östlich angrenzenden Station Soria ($\tau=0.9$) im Herbst zu beobachten ist. Ein Tiefdrucktrog über den Britischen Inseln ruft eine Tiefdruckanomalie westlich der französischen Atlantikküste hervor, wodurch die feuchtmaritimen Luftmassen über der Iberischen Halbinsel nach Europa gelangen (vgl. Anhang D, Abb. D 44). Insgesamt weist dabei die Periode $CQVSS_{MIN}$ der Station Valladolid ein höheres C/Q-Verhältnis auf und die absolute Differenz liegt mit 9.7 nur leicht unterhalb des zweiten Schwellenwerts, sodass hier die Kompositen dieser Station näher untersucht werden sollen. Ähnlich wie bei der Station Soria im Herbst liegt hier bei den niederschlagsbegünstigenden Kompositen ein Tiefdruckgebiet vor, welches in der Periode $CQVSS_{MIN}$ eine stärker Südwest-Nordost geprägte Orientierung aufweist. In der Folge besitzen auch die Luftmassen eine stärker meridional ausgerichtete Strömungskomponente, die, analog zur Station Soria, hier für einen stärkeren

Zusammenhang zwischen dem Variationszentrum und dem 95.Quantil der Station Valladolid sorgt. Da die Region um Valladolid im Norden durch das Kantabrische Gebirge und im Osten durch das Iberische Gebirge umgeben wird, sind auch hier orographische Effekte in Form von Stauniederschlägen zu erwarten, die umso größer ausfallen, wenn die Luftmassen aus überwiegend südwestlichen Richtungen kommen.

Tabelle 8: Gleiche Tabelle wie Tabelle 6 für die Jahreszeit Frühling.

QUANTIL	REGION	PC	STATION	CQVSS _{MIN}	CQVSS _{MAX}	DIFF	LÄNGE	
0.9	WM	8	Nimes	33.6	47.5	-13.9	M	✓
		10	Bologna	41.8	30.7	11.1	S	✓
	CM	13	Lastovo	55.1	30.8	24.3	S	✓
		2	Safed	116.0	27.5	88.5	L	✓
	EM	6	Limassol	57.5	18.7	38.8	L	✓
		7	Be'er Sheva	108.0	17.7	90.3	S	✓
0.95	WM	5	Valladolid	39.0	29.3	9.7	S	o
		9	Tortosa	30.3	24.4	5.9	S	x
	CM	15	Larissa	26.5	25.4	1.1	S	x
		22	Cagliari	37.6	14.8	22.7	S	✓
	EM	2	Safed	75.9	18.3	57.6	L	✓
		6	Limassol	37.1	10.9	26.2	L	✓
0.99	WM	9	Tortosa	3.9	7.2	-3.3	S	x
		16	Alicante	3.1	7.1	-4.0	M	x
	CM	12	Chania	6.9	10.4	-3.5	S	x
	EM	7	Be'er Sheva	9.9	1.1	8.8	M	x

An der spanischen Ostküste zeigt sich im Vergleich zur Jahreszeit Winter eine „entgegengesetzte“ synoptische Situation verantwortlich für Starkniederschlagsereignisse. Während im Winter die Druckgegensätze zwischen dem nördlichen und südlichen Westeuropa die niederschlagsbegünstigenden Kompositen stellen, weisen die Kompositen im Frühling einen Druckgradienten auf, der durch niedrigen Druck im westlichen, und hohen Druck im zentralen bis östlichen Mittelmeerraum geprägt ist (vgl. Anhang D, Abb. D 46). Auffällig dabei ist, dass in der Periode CQVSS_{MIN} die Tiefdruckanomalie weniger, die Hochdruckanomalie dagegen stärker ausgeprägt ist als in CQVSS_{MAX}, das C/Q-Verhältnis aber in CQVSS_{MIN} den höheren Wert aufweist. Eine mögliche Erklärung für das höhere C/Q-Verhältnis in CQVSS_{MIN} wäre, dass der Kern des Tiefdruckgebiets in CQVSS_{MAX} bis an die spanische Ostküste reicht, wodurch die Winde hier erst über dem westlichen Mittelmeer in Richtung Norden drehen, während in CQVSS_{MIN} diese Drehung

etwas weiter westlich erfolgt. Da jedoch beide Schwellenwerte bei der Betrachtung des 95.Niederschlagsquantils an der Station Tortosa unterschritten werden, erweist sich das Potential der Kompositen zur Erklärung dieser Instationarität als eher unzureichend.

Im zentralen Mittelmeerbereich liegt bei den Stationen Bologna und Lastovo ($\tau=0.9$) sowie bei den Stationen Larissa und Cagliari ($\tau=0.95$) eine Instationarität vor. Die synoptischen Situationen der beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ der Station Bologna unterscheiden sich dabei wesentlich voneinander. Während in $CQVSS_{MIN}$ wie in den anderen beiden Jahreszeiten eine ähnliche Wetterlage bei den niederschlagsbegünstigenden Kompositen zu beobachten ist, stellt in $CQVSS_{MAX}$ eine Tiefdruckfurche zwischen dem östlichen Atlantik und dem östlichen Mittelmeerraum die prägende synoptische Situation dar (vgl. Anhang D, Abb. D 41). Hierbei gelangen die Luftmassen über die Iberische Halbinsel in den Mittelmeerraum, in dem diese anschließend entlang der nordafrikanischen Küste in Richtung Südost bis in die Levante-Region verlagert werden. Über Italien kommt es dabei zu einer schwach ausgebildeten zyklonalen Rotation im Golf von Genua, wodurch die Niederschläge in der Region Bologna erklärt werden könnten. Nichtsdestotrotz erweist sich insgesamt der Zusammenhang zwischen Prädiktor- und Prädiktand in der Periode $CQVSS_{MIN}$ als größer, da hier ein höheres C/Q-Verhältnis vorliegt.

In der Region Lastovo zeigt sich, ähnlich zur Jahreszeit Herbst, eine Abhängigkeit des Niederschlags von einem Tiefdruckgebiet mit Zentrum über Süditalien, welches feuchte Luftmassen aus Süden in den dalmatinischen Küstenbereich verlagert (vgl. Anhang D, Abb. D 42). Die Tiefdruckanomalie in der Periode $CQVSS_{MIN}$ erstreckt sich dabei fast über den gesamten nordafrikanischen Küstenbereich und findet ihre Fortsetzung im zentralen Nordatlantik, während in $CQVSS_{MAX}$ nur ein kleinräumiges Zentrum zwischen Sizilien und Sardinien vorliegt. Dadurch kommt es in der Periode $CQVSS_{MIN}$ zu einem verstärkten Luftmassenstrom vom Atlantik in den Mittelmeerraum und zu erhöhten Windgeschwindigkeiten über der Adria, wobei die Winde eine stärker nach Norden gerichtete Komponente aufweisen. Insgesamt treten die niederschlagsbegünstigenden Tage in der Periode $CQVSS_{MIN}$ zwar wesentlich seltener auf, jedoch erweist sich der Zusammenhang aufgrund des höheren C/Q-Verhältnisses als stärker.

Die beiden Perioden $CQVSS_{MIN}$ und $CQVSS_{MAX}$ der Station Larissa unterschreiten die beiden Schwellenwerte, wobei hier mit einer absoluten Differenz von 1.1 kaum Unterschiede zwischen den beiden Zeiträumen auszumachen sind. Niederschlagsfördernd erweist sich hier vor allem eine Tiefdruckanomalie über Süditalien. Diese bewirkt einen Transport feuchter Luftmassen aus südwestlichen Richtungen in die Region um Larissa (vgl. Anhang D, Abb. D 47). Die Tiefdruckanomalie in $CQVSS_{MAX}$ erstreckt sich dabei über Nordafrika bis in den zentralen Atlantik hinein, während bei $CQVSS_{MIN}$ in diesem Gebiet ein zweites Tiefdruckgebiet vorzufinden ist. Des Weiteren zeigt sich über Nordeuropa ein ausgedehntes Hochdruckgebiet, welches in $CQVSS_{MIN}$ deutlich stärker ausgeprägt ist und bis in den östlichen Mittelmeerraum vordringt. Im Gegensatz dazu ist das Hochdruckgebiet in $CQVSS_{MAX}$ auf den nordeuropäischen Bereich beschränkt. Da jedoch beide Schwellenwerte unterschritten werden, geben die Kompositen keinen Aufschluss über mögliche Ursachen der hier vorliegenden Instationarität.

Die Kompositen der Station Cagliari zeigen beide ein Tiefdruckgebiet mit Zentrum über Tunesien, wodurch Luftmassen aus südlichen Richtungen im Südstau des Apennins für erhebliche Niederschläge sorgen können (vgl. Abschnitt 5.5.2). In $CQVSS_{MIN}$ weist dieses eine nördlichere Lage sowie einen geringeren Kerndruck auf und wird von einem Hochdruckgebiet über dem Ärmelkanal sowie einem Hochdruckgebiet im ägyptisch-sudanesischen Grenzgebiet umgeben (vgl. Anhang D, Abb. D 48). Im Gegensatz dazu liegt in $CQVSS_{MAX}$ nur ein einziges, wesentlich schwächer ausgeprägtes Hochdruckgebiet vor, dessen Zentrum von der französischen Atlantikküste bis ins westliche Polen hinein reicht. Durch die nördlichere Lage des Tiefdruckgebiets in $CQVSS_{MIN}$ liegt die Station Cagliari näher am Zentrum der Druckanomalie, wodurch das mehr als doppelt so hohe C/Q-Verhältnis in dieser Periode erklärt werden könnte.

Im östlichen Mittelmeerraum zeigt sich wie bei den anderen beiden Jahreszeiten die gewohnte Abhängigkeit der Niederschläge von Ausdehnung und Lage des Zyperntiefs. Da insgesamt ca. 90% der Niederschläge in der Levante-Region durch dieses Drucksystem hervorgerufen werden (Goldreich 2003), weisen in der Folge auch die extremen Niederschlagsquantile der einzelnen Stationen über alle Jahreszeiten hinweg diese Abhängigkeit auf.

7.4.4 Raum-zeitliche Einordnung der Instationaritäten im Mittelmeerraum

Betrachtet man die raum-zeitliche Entwicklung der Instationaritäten im Mittelmeerraum fällt auf, dass über alle Quantile und Jahreszeiten hinweg den Stationen im westlichen Mittelmeerraum eine wellenförmige Zeitreihe des CQVSSs zugrunde liegt. Die Maxima treten dabei vermehrt zwischen 1963 und 1973 auf, während die Minima überwiegend nach 1980 auftreten. Eine Ausnahme stellt dabei die Station Tortosa an der Ostküste der Iberischen Halbinsel, bei der die Zeitreihe des 99.Niederschlagsquantils im Frühling im Vergleich zu den übrigen Stationen vertauschte Minima und Maxima aufweist, sowie die Station Valladolid, für die das Minimum im ersten Jahr der Zeitreihe auftritt. Dies könnte allerdings auf das hier angewendete Verfahren zurückgeführt werden, da für die jeweiligen Analysen die Subperioden durch Jahre von Beginn der Zeitreihe ergänzt werden, wenn deren Ende erreicht wird. Folglich kann sich auch das Minimum vom Ende der Zeitreihe hin zum Beginn der Zeitreihe verschieben. Nichtsdestotrotz bleibt die wellenförmige Form der Zeitreihe mit den bereits erwähnten Maxima um 1970 im Großen und Ganzen erhalten, sodass dieser Verlauf des CQVSS im Folgenden als westliches Regime bezeichnet wird.

Im östlichen Mittelmeerraum zeichnet sich hingegen ein Verlauf der CQVSS-Zeitreihe ab, die durch ein ausgeprägtes Minimum zwischen Mitte der 1970er und Mitte der 1980er Jahre sowie einem Maximum entweder um 1970 oder nach 1990 geprägt ist (vgl. Abb. 15). Diese Entwicklung tritt besonders stark bei den Stationen der Levante-Region in den Vordergrund, für die alle betrachteten Quantile zu allen Jahreszeiten diesen Verlauf vorweisen, sodass hier von einem östlichen Regime gesprochen werden kann. Bei der Station Limassol auf Kreta zeigt sich dieser Verlauf vor allem in den beiden Übergangsjahreszeiten, während in den Wintermonaten ein Verlauf zu beobachten ist, der im Ansatz dem westlichen Regime entspricht, wenngleich die Amplitude wesentlich geringer ausgeprägt ist als bei den Stationen der Iberischen Halbinsel.

Ähnliche Beobachtungen wie für die Station Limassol lassen sich auch für den zentralen Mittelmeerraum ableiten. Im Winter ähneln die Zeitreihen des CQVSS überwiegend denen des westlichen Mittelmeerraums, wohingegen in den Übergangsjahreszeiten (v.a. im Herbst) eher ein Verlauf vorliegt, der dem östlichen Regime gleicht. So weist der Ver-

lauf des CQVSS an der Station Bologna im Herbst die wesentlichen Grundzüge des östlichen Regimes auf, während die beiden anderen Jahreszeiten eher die Eigenschaften des westlichen Mittelmeerraums besitzen. An der dalmatinischen Küste ist der Verlauf des CQVSS in allen Jahreszeiten ähnlich zu dem Verlauf an der Station Bologna, allerdings ist die Ähnlichkeit zum westlichen Regime im Frühjahr nur noch schwach ausgeprägt. Weiter südlich an der Station Lastovo hat sich im Frühjahr bereits ein Wechsel vom westlichen Regime zum östlichen Regime vollzogen, wobei die Eigenschaften des östlichen Regimes nur noch schwach ausgeprägt sind. Weiter südlich zeigt die Station Chania auf Kreta im Frühjahr ein deutlich ausgeprägtes Minimum zwischen 1970-75, sodass hier die Jahreszeit Frühling eindeutig dem östlichen Regime zugeordnet werden kann. Eine Ausnahme im zentralen Mittelmeerraum bildet dabei lediglich die Station Larissa in Griechenland. Die an der Ostseite des Peloponnes gelegene Station zeigt im Frühjahr eher die Eigenschaften des westlichen Mittelmeerraums, wohingegen die beiden anderen Jahreszeiten nicht eindeutig dem einen oder anderen Regime zugeordnet werden können.

Insgesamt offenbart sich somit eine systematische Verteilung der Instationaritäten im Mittelmeerraum. Je nach Abgrenzung des Bereichs der natürlichen Variabilität, treten im westlichen Mittelmeerraum entweder positive Instationaritäten um 1970, oder negative Instationaritäten um 1990 auf. Im Gegensatz dazu liegen im östlichen Mittelmeerraum überwiegend negative Instationaritäten Mitte der 1970er bis Mitte der 1980er vor sowie eine positive Instationarität an der Station Limassol gegen Ende der Beobachtungszeitreihe. Die hier vorliegenden Instationaritäten bei der Betrachtung von Niederschlagsextremen im westlichen und östlichen Mittelmeerraum weisen dabei große Ähnlichkeiten zu den bei HERTIG & JACOBET (2013) durchgeführten Analysen zu Instationaritäten bezüglich der mittleren Niederschläge auf täglicher Basis auf. Die Einordnung der Instationaritäten im zentralen Mittelmeerraum hängt hingegen davon ab, in welcher Jahreszeit diese auftreten, sowie von der Längen- und Breitenkreislage der jeweiligen Station. Eine Ausnahme bilden dabei die Stationen, die an den Ostseiten der jeweiligen Halbinsel liegen. Sowohl die Station Tortosa im westlichen, als auch die Station Limassol im östlichen Mittelmeerraum lassen sich nur partiell dem einen oder anderen Regime zuschreiben.

Eine mögliche Erklärung hierfür könnte die bereits in Kapitel 5 beschriebene zeitliche Verzögerung bei der Verlagerung der Westwinddrift sein, die zuerst im westlichen Mittelmeerraum einsetzt, und sich im Laufe der Zeit bis in den östlichen Mittelmeerraum hinein durchsetzt. Die Verlagerung der Westwinddrift sowie die raumzeitliche Einordnung von Instationaritäten im Mittelmeerraum sind somit auf den Einflussbereich der subtropischen Hochdruckgebiete zurückzuführen. In der Folge verliert das Azorenhoch bereits im September an Einfluss verliert, während dieser im östlichen Mittelmeerraum bis in den Spätherbst hinein persistent ist (ENDLICHER 2000). Zusammen mit den Oberflächentemperaturen des Mittelmeers scheint dieser Effekt für die unterschiedlichen Ausprägungen der Instationaritäten verantwortlich zu sein. Im Herbst, wenn das Subtrophenhoch im westlichen Mittelmeerraum langsam an Einfluss verliert, die Oberflächentemperaturen des Mittelmeers allerdings noch hoch sind, herrscht im zentralen Mittelmeerraum das östliche Regime vor. Im Frühjahr, wenn das Subtrophenhoch zunehmend an Einfluss gewinnt, die Oberflächentemperaturen des Mittelmeerraums allerdings noch niedrig sind, dominiert das westliche Regime im zentralen Mittelmeerraum.

8. Abschätzung extremer Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert

8.1 Datengrundlage und –aufbereitung

8.1.1 Das Erdsystemmodell des Max-Planck-Instituts (MPI-ESM)

Für die Zukunftsprojektionen werden in dieser Arbeit ausschließlich die täglich aufgelösten Daten der drei Modellläufe des Erdsystemmodells des Max-Planck-Instituts mit einer niedrigeren Auflösung (MPI-ESM-LR) aus dem CMIP5 näher untersucht. Um eventuelle Abweichungen hinsichtlich der Variabilität des Klimas zwischen den Modellläufen und den Beobachtungen zu erfassen, werden zusätzlich die jeweiligen Prädiktorvariablen der drei historischen Läufe des MPI-ESM-LR mit den Variablen des NCEP/NCAR Reanalysedatensatzes verglichen.

Das Erdsystemmodell des Max-Planck-Instituts basiert dabei auf mehreren eigenständigen Modellen, die jeweils einen Teil des Klimasystems repräsentieren und im Laufe der

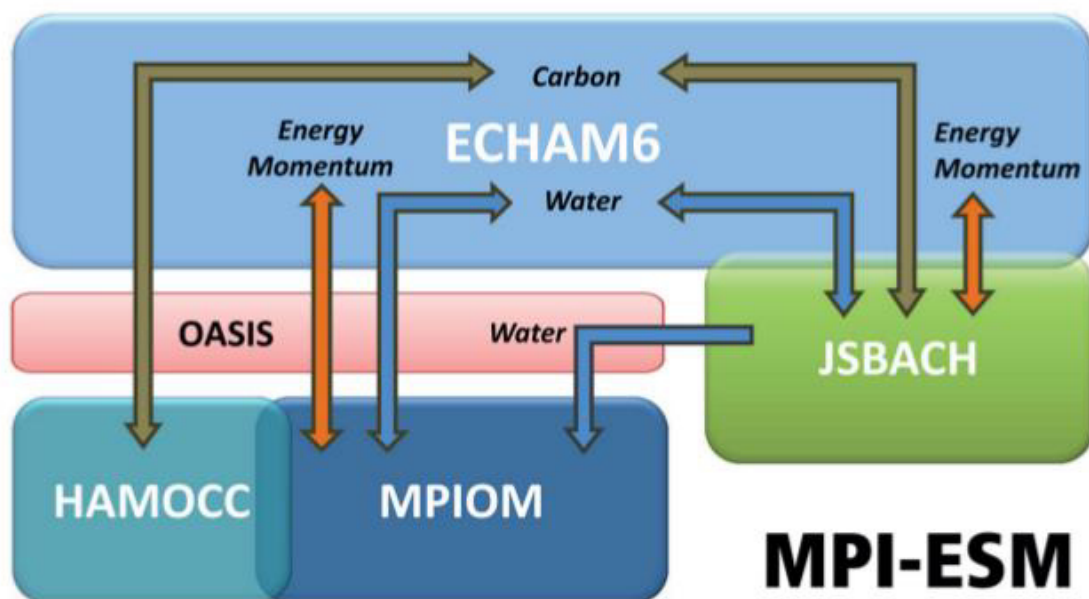


Abbildung 28: Schematischer Überblick über das MPI-ESM. Die farbigen Boxen repräsentieren die verschiedenen Modellkomponenten, die Pfeile die verschiedenen Stoffflüsse zwischen den verschiedenen Modellkomponenten (Quelle: GIORGETTA ET AL. 2013).

Simulationen in unterschiedlichen Zeitschritten miteinander interagieren. Eine ausführliche Beschreibung der MPI-ESM Simulationen befindet sich bei GIORGETTA ET AL. (2013). An dieser Stelle sollen hier lediglich kurz einige wichtige Eigenschaften bzw. Verbesserungen des MPI-ESM gegenüber dem Vorgängermodell dargestellt werden, die im Wesentlichen aus der erwähnten Arbeit entnommen wurden.

Ein schematischer Überblick über die verschiedenen Komponenten des MPI-ESMs und deren Interaktion ist auf Abbildung 28 abgebildet. Die Zirkulation der Atmosphäre wird anhand des Atmosphärenmodells ECHAM6 dargestellt, wohingegen die Zirkulation des Ozeans durch die Modellkomponente MPIOM erfasst wird. Ergänzt werden diese beiden Zirkulationsmodelle durch das Land- und Vegetationsmodell JSBACH, welches die physischen und biogeochemischen Prozesse des Bodens und der Vegetation beschreibt, sowie einem Modell zur Erfassung der marinen Biogeochemie, HAMOCC5. Während das Zirkulationsmodell ECHAM6 und die Modellkomponente JSBACH direkt miteinander interagieren, werden Stoffflüsse zwischen diesen beiden Modellen und den ozeanischen Komponenten anhand des Kopplerprogramms OASIS realisiert. Der größte Unterschied zur Vorgängerversion ECHAM5/MPIOM besteht darin, dass unter Berücksichtigung der verschiedenen Stoffflüsse nun auch der Kohlenstoffkreislauf anhand dieses Modells simuliert werden kann.

In dieser Arbeit wird bei der Abschätzung zukünftiger Niederschlagsextreme nur auf atmosphärische Prädiktoren zurückgegriffen, sodass hier lediglich ein kurzer Überblick über die wesentlichen Eigenschaften des Atmosphärenmodells gegeben wird. Für die Modellsimulationen verwendet das MPI-ESM-LR eine horizontale Auflösung von T63/1.9° und insgesamt 47 Sigma-Druckniveaus, sodass im Gegensatz zu ECHAM5 auch Zirkulationsprozesse der Stratosphäre simuliert werden können. Unterhalb des 100hPa-Druckniveaus weist ECHAM6 im Vergleich zum Vorgängermodell keine Unterschiede bei der räumlichen Auflösung auf. Im Vergleich zum höher aufgelösten MPI-ESM-MR, welches für die Modellierung des Klimas auf dekadischer Zeitskala initialisiert wurde, ergeben sich bei ECHAM6 lediglich Unterschiede bei der vertikalen Auflösung (95 Druckniveaus), während die horizontale Auflösung unverändert bleibt. Ebenfalls unverändert bleiben die zeitliche Auflösung des Atmosphärenmodells (600s) sowie der Abstand zwischen den Kopplungsprozessen (600s Atmosphäre Landoberfläche; 24h

Atmosphäre-Ozean) sowohl gegenüber ECHAM5 als auch gegenüber dem höher aufgelösten MPI-ESM-MR.

Da allerdings der Ausgangszustand der Atmosphäre zu Beginn der Simulationen nicht bekannt ist, werden verschiedene Initialstadien bei der Abschätzung der rezenten Klimaentwicklung berücksichtigt, die aus verschiedenen Jahren der Kontrollläufe abgeleitet werden. Somit ergeben sich drei mögliche historische Simulationen anhand derer das Klima von 1850 bis 2005 unter dem Einfluss verschiedener natürlicher und anthropogener Antriebsfaktoren realisiert wird. Die verschiedenen Läufe der Modellexperimente, die auf den unterschiedlichen Annahmen des Strahlungsantriebs beruhen (vgl. Kapitel 3.2), sind dabei lediglich die Fortsetzungen der historischen Läufe unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.

Insgesamt hat die Qualität der Modelle gegenüber der Vorgängerversion ECHAM5/MPIOM vor allem durch eine verbesserte Darstellung der außertropischen Zirkulation zugenommen, wenngleich nach wie vor systematische Fehler von Schlüsselparametern die Projektionen beeinträchtigen. In den historischen Modellläufen kommt es global gesehen zu einer Erwärmung von insgesamt 0.8°C , was lediglich 0.1°C über dem beobachteten Temperaturanstieg liegt. Für das zukünftige Klima projizieren die verschiedenen RCPs einen global gemittelten Temperaturanstieg zwischen 1.5°C (RCP2.6) und 4.4°C (RCP8.5) bis zum Ende des 21. Jh.

8.1.2 Aufbereitung der Daten

Für die Abschätzung des zukünftigen Klimawandels werden die identischen Prädiktorvariablen (rhum, shum, hgt, uwnd, vwnd) auf den gleichen Höhenniveaus (850hPa, 700hPa) herangezogen, die auch bei der Modellerstellung berücksichtigt wurden. Da die täglich aufgelösten Daten der drei Modellläufe des MPI-ESM-LR allerdings auf einer von dem NCEP/NCAR-Reanalysedatensatz abweichenden horizontalen Auflösung vorliegen, müssen die Daten zuerst auf das $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ -Gitter des Beobachtungsdatensatzes interpoliert werden. Anschließend werden die Modelldaten für den Zeitraum 1950-2005 in saisonale Zeitreihen unterteilt und standardisiert. Die Standardisierung erfolgt dabei auf

zwei unterschiedliche Arten, um so einerseits die Vergleichbarkeit mit den Beobachtungsdatensätzen zu gewähren, und um andererseits das Klimaänderungssignal innerhalb der Zukunftsprojektionen beizubehalten. Ersteres wird erreicht, indem jeder Gitterpunkt der historischen Läufe für sich standardisiert wird, letzteres indem für jedes Szenario die historischen Läufe zusammen mit den Läufen der Zukunftsprojektionen standardisiert werden. Eine Anpassung der Zeitreihen auf die entsprechenden Längen der Referenzstationen ist an dieser Stelle nicht nötig bzw. möglich, da einerseits die Modelle auf täglicher Basis keine Übereinstimmung mit den tatsächlich beobachteten Witterungsverhältnissen aufweisen, sondern nur langfristig die Variabilität des Klimas wiedergeben, und andererseits die Zeitreihen der Stationen teilweise über das Endjahr der historischen Modellläufe 2005 hinausgehen.

Eine Anpassung an die Rahmenbedingungen der Modellkalibrierung erfolgt lediglich bei den z-transformierten historischen Läufen, indem bei einer eigenständig durchgeführten s-modalen PCA die Anzahl an Hauptkomponenten berücksichtigt wird, die sich bei der Reanalyse als optimal herausstellt hat. Weisen beide Datensätze eine ähnliche räumliche Verteilung der Hauptkomponenten auf, können im weiteren Verlauf die Hauptkomponenten der Beobachtung anhand eines statistischen Verfahrens auf die Modellläufe projiziert werden.

8.2 Übertragung der Hauptkomponenten auf die Modellläufe

8.2.1 Abgleich der räumlichen Variabilitätsmuster

Inwieweit sich eine Übertragung der PCs durchführen lässt, ist, wie bereits erwähnt, abhängig von der Übereinstimmung der räumlichen Variabilität der Prädiktorvariablen zwischen der Reanalyse und den Modellläufen. Weisen die historischen Läufe des MPI-ESM-LR in etwa dasselbe räumliche Verteilungsmuster der PCs wie die Reanalysedaten auf, darf dieses Verfahren angewendet werden.

Zu diesem Zweck wird anhand der historischen Modellläufe für jede Saison der Periode 1950-2005 eine eigenständige s-modale Hauptkomponentenanalyse mit der Anzahl n an

PCs durchgeführt, die sich bei der Reanalyse für den entsprechenden Zeitraum als optimal erwiesen hat, um so ein von der Beobachtung räumlich unabhängiges Verteilungsmuster der PCs zu erhalten. Anschließend werden die jeweiligen Hauptkomponenten der Modellläufe so angeordnet, dass eine größtmögliche Übereinstimmung mit den PCs der Reanalyse erfolgt (d.h. $PC_{1,...,n}$ der Reanalyse = $PC_{1,...,n}$ der Modellläufe). Darüber hinaus wird in den Datensätzen der Reanalyse und der historischen Läufe der Modelle jeder Gitterbox die PC zugewiesen, auf welche diese die höchste absolute Ladung aufweist, sodass jede Gitterbox eindeutig durch eine PC repräsentiert wird. Um die Übereinstimmung der räumlichen Variabilität zwischen der Reanalyse und den Modellläufen zu überprüfen, werden im Nachhinein die dadurch entstandenen Gitternetzfelder der beiden Daten miteinander korreliert. Die Ergebnisse der Korrelationen für die verschiedenen Variablen, Jahreszeiten und Modellläufe sind in Abbildung 29 dargestellt.

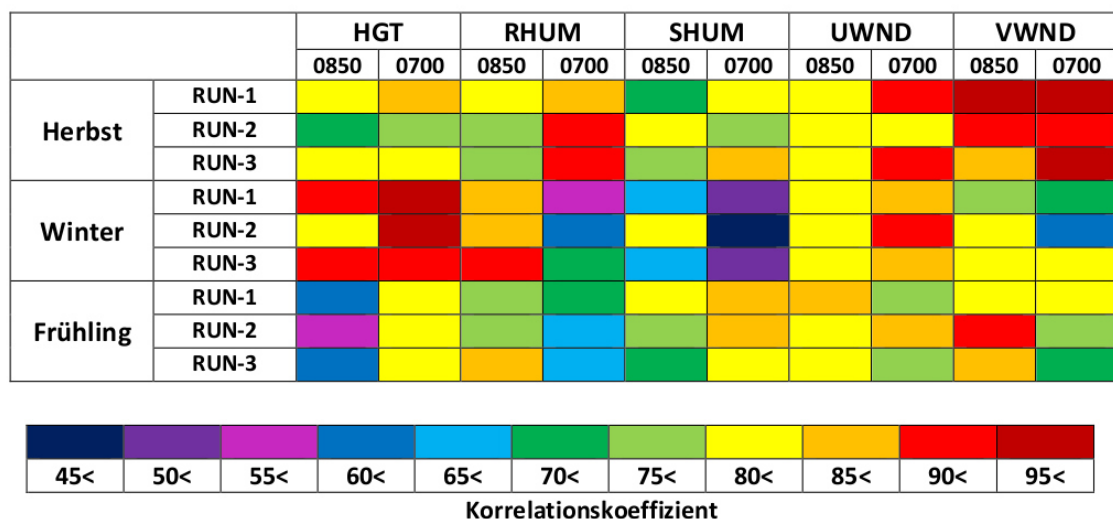


Abbildung 29: Korrelationen der räumlichen Verteilungen der PCs maximaler Ladung zwischen der Reanalyse und den Modellläufen des MPI-ESM-LR für die unterschiedlichen Variablen und Jahreszeiten der Periode 1950-2005.

Anhand der Abbildung 29 ist zu erkennen, dass die räumliche Variabilität der Modellläufe im Wesentlichen mit der der Reanalyse übereinstimmt. Insgesamt weisen lediglich 13 Datensätze des MPI-ESM-LR für unterschiedliche Jahreszeiten und Prädiktorvariablen einen niedrigeren Korrelationskoeffizienten als 0.7 auf, während bei 17 Datensätzen ein Korrelationskoeffizient von mehr als 0.9 vorliegt. Eine hohe Übereinstimmung zwischen der gitterboxbasierten Zuordnung maximaler Ladungen liegt vor allem im Herbst bei der

meridionalen Windkomponente auf beiden Niveaus und den geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau im Winter vor. Niedrige Korrelationen sind vor allem bei der spezifischen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau im Winter und den geopotentiellen Höhen auf dem 850hPa-Niveau im Frühjahr zu beobachten. Des Weiteren zeigen sich niedrigere Korrelationen auch für zwei von drei historischen Modellläufen bei der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau im Frühjahr und der spezifischen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau im Winter.

8.2.2 Statistische Vorgehensweise zur Übertragung der Eigenschaften der PCA der Reanalyse auf die Modellläufe

Insgesamt weist ein Großteil der untersuchten Variablen über das Jahr hinweg eine hohe Korrelation zwischen der Beobachtung und den historischen Läufen auf ($r > 0.80$), wodurch eine Übertragung der Hauptkomponenten anhand statistischer Verfahren durchaus gerechtfertigt ist. Um die Faktorenwerte (Scores) für die jeweiligen PCs der Modellläufe zu berechnen, werden die rotierten Ladungsmatrizen der Beobachtung in Relation zu den standardisierten Variablen der Modelle gesetzt. Ausgehend von der Grundgleichung der PCA, die für standardisierte Werte modifiziert wurde, gilt (nach BORTZ & SCHUSTER 2010):

$$Z = S \cdot L^T \quad (\text{F 8-1})$$

Aus dieser Formel geht hervor, dass die standardisierten Werte der originalen Variable (Z) aus dem Produkt der Scores (S) und den transponierten rotierten Ladungen (L^T) berechnet werden können. Aufgrund der ähnlichen räumlichen Variabilität zwischen Beobachtung und Modell können jedoch ausgehend von dieser Formel auch die Hauptkomponenten auf die Modellläufe projiziert werden, um so aussagekräftige Informationen über den zeitlichen Verlauf der großskaligen Einflussgrößen innerhalb der Modellläufe zu gewinnen. Wird Gleichung 8-1 nach S aufgelöst, erhält man:

$$S = Z \cdot (L^T)^{-1} \quad (\text{F 8-2})$$

Da L^T nicht invertiert werden kann, muss die Gleichung so erweitert werden, dass im Nenner eine quadratische, nichtsinguläre Matrix entsteht. Damit kann die inverse Matrix gebildet werden. Zu diesem Zweck wird die Gleichung von rechts mit der transponierten Ladungsmatrix erweitert. Somit folgt:

$$S = (Z \cdot L)(L^T \cdot L)^{-1} \quad (\text{F 8-3})$$

Für den Fall, dass die Varianz des Ausgangsdatensatzes anhand der Hauptkomponenten vollständig erklärt werden kann, bildet die Summe der Produkte der factorspezifischen Ladungen ($L^T \cdot L$) die Korrelationsmatrix R , wodurch $(L^T \cdot L)^{-1}$ durch R^{-1} ersetzt werden kann. Da es sich hier jedoch um eine reduzierte Faktorlösung handelt, gibt dieser Wert an, inwieweit der Zusammenhang zwischen den Variablen und der Hauptkomponenten aufgeklärt werden kann (BORTZ & SCHUSTER 2010). Für die Übertragung der Hauptkomponenten des Beobachtungsdatensatzes auf die Modelldaten gilt also:

$$S = (Z \cdot L) \cdot R^{-1} \quad (\text{F 8-4})$$

Die Scores der Modelldaten werden somit durch das Produkt der standardisierten Variablen, die durch die Ladungen der Ausgangsmatrix gewichtet werden, und der inversen Korrelationsmatrix der Beobachtungen gebildet. Anhand dieser Gleichung werden die räumlichen Charakteristika der Hauptkomponenten des Beobachtungsdatensatzes auf die Modelldaten übertragen, wobei die projizierten PCs durch eine eigenständige zeitliche Variabilität der Modelldaten geprägt sind. Die auf diese Weise berechneten Scores der Hauptkomponenten werden im Folgenden für die Abschätzung extremer Niederschläge angewendet.

8.3 Bestimmung des „besten“ Regressionsmodells zur Abschätzung zukünftiger Extremereignisse unter instationären Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen

Für die Modellierung von Extremniederschlägen werden unterschiedliche Ansätze verfolgt. Zu Vergleichszwecken wird bei der ausführlichen Beschreibung des 90.Niederschlagsquantils der Station Safed im Winter ein stationäres Verfahren, d.h. ein Referenzmodell, welches innerhalb einer bestimmten Periode aufgestellt wurde und in der Folge für die Abschätzungen des jeweiligen Niederschlagsquantils herangezogen wird, einem instationären Modellansatz, welcher für jede zukünftige Periode aufgrund von bestimmten Auswahlkriterien das „beste“ Regressionsmodell bei der Niederschlagsmodellierung berücksichtigt, gegenübergestellt. Zudem wird jeweils für jede Periode die gesamte Spannbreite der Abschätzungen anhand des vorliegenden Modellensembles angegeben. Für die Betrachtung der saisonalen Niederschlagsquantile der Referenzstationen im gesamten Mittelmeerraum wird auf einen Vergleich zwischen einem stationären und instationären Ansatz verzichtet, sodass an dieser Stelle nur die Ergebnisse, die auf der Basis des „besten“ Regressionsmodells ermittelt wurden, in Relation zur gesamten Spannbreite des Modellensembles gesetzt wird.

8.3.1 Vorgehensweise

Für jede Station stehen jeweils so viele Regressionsmodelle zur Verfügung wie der Beobachtungszeitraum Jahre umfasst. Da die Regressionsmodelle anhand von 31jährigen Kalibrierungszeiträumen aufgestellt wurden, werden auch die historischen und zukünftigen Modellläufe in 31jährige Subperioden unterteilt, wobei im Folgenden die verschiedenen Perioden anhand des Mitteljahrs identifiziert werden. Während im historischen Zeitraum Trends und zeitreihenspezifische Analysen zur Abschätzung der Niederschläge unbeachtet bleiben, sollen diese bei den Zukunftsprojektionen explizit untersucht werden, wodurch sich Unterschiede hinsichtlich der Definition der Subperioden ergeben. Innerhalb des historischen Zeitraums werden die Subperioden in Anlehnung an die Kalibrierungsperioden der Beobachtung erstellt, sodass die entsprechende Anzahl an Jahren von Beginn der Zeitreihe angehängt wird, sobald das Ende der Zeitreihe erreicht wird. Bei der Betrachtung der historischen Perioden stehen vor allem die Erfassung der

Variabilität und der Betrag des modellierten Niederschlagsquantils im Vordergrund, d.h. wird die Variabilität der Beobachtung durch die historischen Modellläufe wiedergegeben und stimmen die abgeschätzten Niederschlagsquantile zwischen Beobachtungen und Modellläufen im Mittel über den gesamten Beobachtungszeitraum in etwa überein. Bei den Zukunftsprojektionen steht im Gegensatz dazu die zeitliche Entwicklung der Niederschläge im Vordergrund, sodass hier die Subperioden nicht durch Jahre vom Beginn des Untersuchungszeitraums ergänzt werden, wenn das Ende der Zeitreihe erreicht wird. Für die historischen Modellläufe ergeben sich somit für den Zeitraum 1950-2005 insgesamt $n = 56$ Subperioden für die beiden Übergangsjahreszeiten und $n - 1$ Subperioden für den Winter, während für den Zeitraum 2005-2100 der Zukunftsprojektionen insgesamt $n = 64$ (63) Subperioden für die Übergangsjahreszeiten (Winter) zur Verfügung stehen.

Da für die nachfolgenden Analysen nun die gemeinsam standardisierten Datensätze des MPI-ESM-LR betrachtet werden, ist eine Auswahl des „besten“ Regressionsmodells auf der Grundlage der PC-Scores nicht möglich. Unter Punkt 4.2 wurde bereits erwähnt, dass im Rahmen des statistischen Downscalings die geeigneten Prädiktoren das Klimawandelsignal beinhalten sollten. Wenn dieses Klimawandelsignal in den Variablen enthalten ist, kommt es durch die gemeinsame Standardisierung der historischen und zukünftigen Modellläufe zu Verschiebungen innerhalb der Verteilungskurven, und folglich auch zu Abweichungen zwischen den Verteilungen der Scores der Beobachtung und den historischen Läufen der Modelle. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit ein zirkulationsdynamischer Ansatz untersucht, der bei der Bestimmung des „besten“ Regressionsmodells die atmosphärische Zirkulation während der Phasen stark (positiv und negativ) ausgeprägter Variationszentren berücksichtigt.

8.3.2 Abgleich der Kompositen zwischen Beobachtung und Modell

Zu diesem Zweck wird jeweils die atmosphärische Zirkulation der vorhandenen Modellläufe an den Tagen untersucht, an den die signifikanten Prädiktoren entweder stark positiv (PC-Score $> +2.0$) oder stark negativ (PC-Score < -2.0) ausgeprägte Variationszentren

vorweisen und mit den Kompositen der Beobachtungsperioden verglichen. Die atmosphärische Zirkulation wird dabei anhand der absoluten geopotentiellen Höhen auf dem 850hPa- und dem 700hPa-Niveau beschrieben. Für jede Periode lässt sich nun ein periodenspezifischer Korrelationskoeffizient q_p berechnen der Aufschluss darüber gibt, inwieweit die mittlere atmosphärische Zirkulation der Modelldaten mit dem Zustand der Atmosphäre einer Beobachtungsperiode übereinstimmt. Da jede Subperiode der Modelldaten mit allen Beobachtungszeiträumen abgeglichen wird, ergibt sich daraus die gleiche Anzahl an Korrelationskoeffizienten q_p wie Regressionsmodelle zur Verfügung stehen. Die Subperiode der Beobachtung, deren Kompositen zu den Kompositen der Subperiode der Modelldaten den höchsten periodenspezifischen Korrelationskoeffizienten aufweist (q_{maps}), wird für die weiteren Schritte der Modellselektion berücksichtigt. Der maximale periodenspezifische Korrelationskoeffizient ergibt sich dabei aus folgender Gleichung:

$$q_p = \sum_{i=1}^n \left[\left(\frac{1}{l \cdot s} \sum_{j=1}^l \sum_{k=1}^s q(M_{i,j,k}; O_{p,i,j,k}) \right) \cdot \left(\frac{|\beta_{p,i}|}{\sum_{r=1}^n |\beta_{p,r}| - |\beta_{p,0}|} \right) \right] \quad (\text{F 8-5})$$

und:

$$q_{maps} = \max\{q_1, \dots, q_t\}$$

wobei:

q_{maps} : maximaler periodenspezifischer Korrelationskoeffizient

q_p : periodenspezifischer Korrelationskoeffizient

$M_{i,j,k}$: Kompositen der jeweiligen Subperiode der Modelldaten

$O_{p,i,j,k}$: Kompositen der Subperioden der Beobachtung

β_p : Beta-Koeffizienten der Subperioden der Beobachtung

$i = 1, \dots, n$: Anzahl der signifikanten Variationszentren

$j = 1, \dots, l$: Anzahl der berücksichtigten Höhenniveaus

$k = 1, \dots, s$: Anzahl der berücksichtigten Zustände

$p = 1, \dots, t$: Anzahl der Subperioden der Beobachtung

Unter Berücksichtigung von zwei verschiedenen Höhenniveaus ($l = 2$) und zwei verschiedenen Zuständen der Atmosphäre ($s = 2$) werden anhand dieser Gleichung die mittlere Korrelationskoeffizienten zwischen den Kompositen der Modelle ($M_{i,j,k}$) und den Kompositen der Beobachtung ($O_{p,i,j,k}$) für den jeweiligen signifikanten Prädiktoren i gebildet und mit dem entsprechenden β -Koeffizienten gewichtet (Term in der zweiten runden Klammer). Um den periodenspezifischen Korrelationskoeffizienten ϱ_p zu erhalten, werden die gewichteten mittleren Korrelationskoeffizienten der Variationszentren über alle Prädiktoren n aufsummiert. Der periodenspezifische Korrelationskoeffizient ϱ_p , der den höchsten Wert aufweist, wird als *maximaler periodenspezifischer Korrelationskoeffizient* bezeichnet ϱ_{maps} .

Mit Hilfe dieser Gleichung kann nun jeder Subperiode der Modelldaten die Subperiode der Beobachtung zugewiesen werden, die über alle berücksichtigten Höhenniveaus, Zustände und Prädiktoren den höchsten periodenspezifischen Korrelationskoeffizienten aufweist. In der Folge kann durch das in dieser Periode aufgestellte Regressionsmodell das entsprechende Niederschlagsmodell aller historischen und zukünftigen Läufe modelliert werden (vgl. Abb.31 Methode ①).

8.3.3 „Kreuzvergleich“ auf Basis des maximalen periodenspezifischen Korrelationskoeffizienten und dem CQVSS

Wenn man die Niederschlagsquantile der verschiedenen Subperioden der Beobachtung anhand des gesamten Regressionsmodellensembles modelliert fällt auf, dass nicht immer das Modell den höchsten CQVSS aufweist, welches anhand der Beobachtungsdaten in genau diesem Zeitraum erstellt wurde, sondern dass manche Modelle einen höheren CQVSS aufweisen. Da die TSCQ-Regressionsmodelle im zweiten und dritten Schritt lediglich auf einer Teilstichprobe und nicht auf der gesamten Stichprobe basieren (vgl. Kapitel 6.2.1.2), kann es durchaus zu solchen Begebenheiten kommen. In Abbildung 30 ist die Spannbreite des CQVSS, welche sich unter Berücksichtigung des gesamten Regressionsmodellensembles ergibt, für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed, Israel im Winter abgebildet.

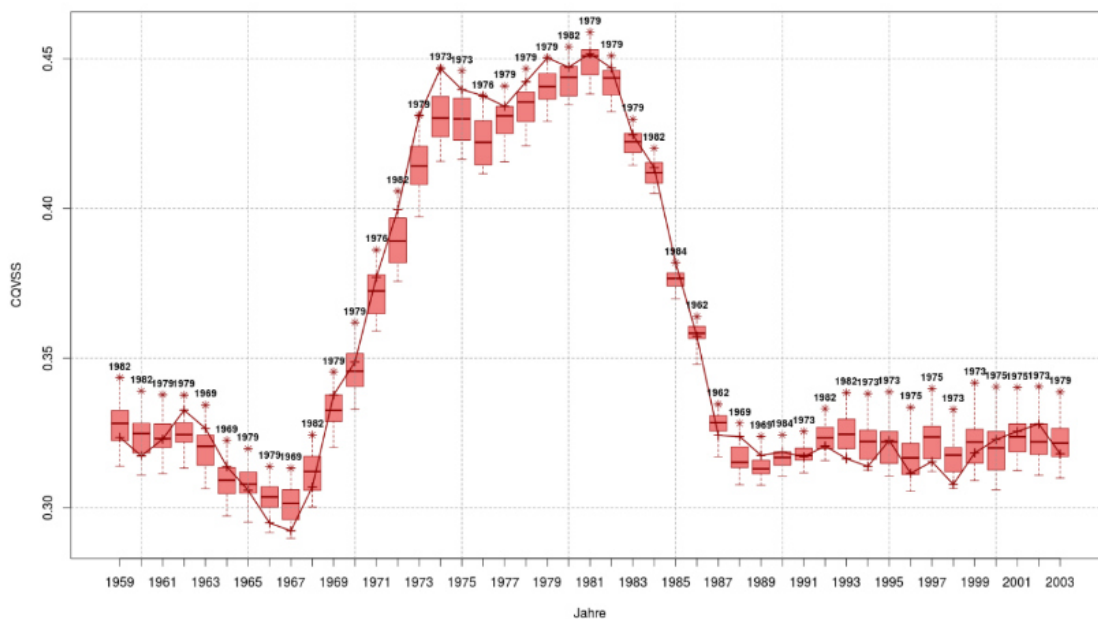


Abbildung 30: CQVSS des TSCQ-Regressionsmodellensembles für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed im Winter. Die Whisker-Box-Plots stellen die gesamte Spannbreite des CQVSS dar, die rote Linie jeweils die CQVSSs der in dieser Periode aufgestellten Modelle dar. Die roten Sternchen und die Jahreszahl kennzeichnen das Modell mit dem höchsten CQVSS in dieser Periode.

Es zeigt sich, dass kaum eine Periode anhand ihres darin aufgestellten Regressionsmodells repräsentiert wird, lediglich in dem Bereich, in dem der CQVSS modellübergreifend ansteigt, kommt es zu Übereinstimmungen zwischen der jeweiligen Periode und dem

darin aufgestellten Modell. Außerhalb dieses Bereichs liegen die CQVSSs der Modelle, die innerhalb der jeweiligen Periode kalibriert worden sind, sogar unterhalb des Median. Dies kann als weiteres Indiz dafür angesehen werden, dass hier Instationaritäten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung vorliegen.

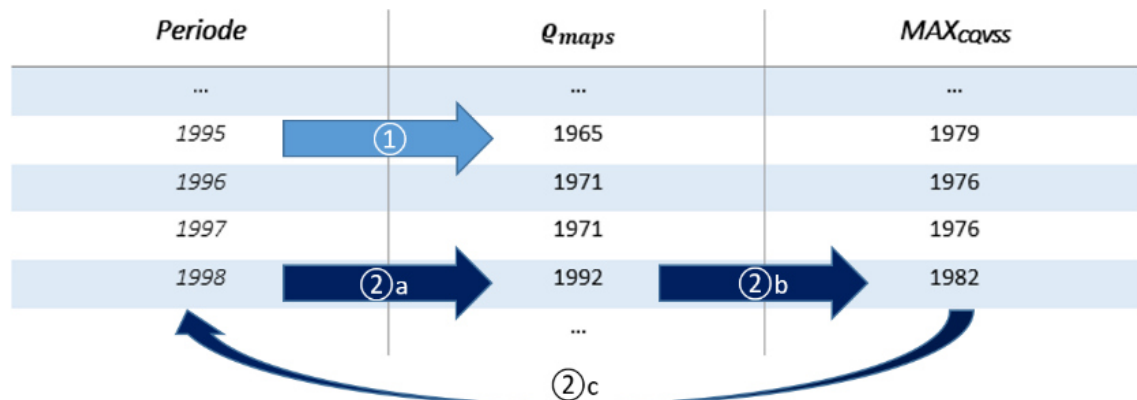


Abbildung 31: Schematischer Überblick über die beiden Modellauswahlverfahren.

Aus diesem Grund wird zur Bestimmung des „besten“ Regressionsmodells ein weiterer Schritt in Erwägung gezogen, um so die auf Abbildung 30 dargestellte Diskrepanz der Modelle zu berücksichtigen. Anhand eines Kreuzvergleichs werden die Ergebnisse der maximalen periodenspezifischen Korrelationskoeffizienten mit den Regressionsmodellen, die für die entsprechende Periode den höchsten CQVSS aufweisen, zusammengeführt. Anschließend sollen für die verschiedenen Perioden die Niederschlagsquantile anhand der auf diesem Verfahren basierenden Regressionsmodelle abgeschätzt werden (vgl. Abb.31 Methode ②). In Abbildung 31 sind die beiden unterschiedlichen Verfahren schematisch dargestellt.

Aufgrund der zuvor durchgeführten Berechnungen ergibt sich für die Periode 1998 des ersten historischen Laufs (Periode), dass die Zirkulation an Tagen mit stark bzw. schwach ausgeprägten Kompositen mit dem Jahr 1992 der Beobachtungen die größte Übereinstimmung aufweist (Abb.31 ②a, Q_{maps}). Aus Abbildung 31 kann entnommen werden, dass das Regressionsmodell, welches in der Periode 1982 aufgestellt wurde, den höchsten CQVSS für die Periode 1992 der Beobachtung erreicht (Abb.31 ②b, MAX_{CQVSS}). Folglich wird das Niederschlagsquantil der Periode 1998 des ersten historischen Modelllaufs anhand des Regressionsmodells von 1982 abgeschätzt (Abb.31 ②c).

Somit stehen für die Abschätzung der zukünftigen Niederschlagsquantile anhand eines „optimalen“ Regressionsmodells zwei unterschiedliche Ansätze zur Verfügung. Welche der beiden Methoden bei der Modellierung zukünftiger Extremereignisse herangezogen wird, soll anhand der historischen Modellläufe ermittelt werden.

8.3.4 Auswahlverfahren

Für die Bestimmung der Methode, mit welcher die zukünftigen Niederschlagsquantile abgeschätzt werden sollen, werden die Ergebnisse der beiden Methoden für alle 31 Jahre umfassenden Perioden der Modelldaten den entsprechenden Ergebnissen der Reanalyse gegenübergestellt. Der Ansatz, der ausschließlich auf einem Abgleich der Kompositen basiert, verwendet sowohl für die Modellläufe als auch für die Beobachtungen jeweils das Regressionsmodell, welches in der entsprechenden Kalibrierungsperiode aufgestellt wurde, während die Methode, welche auf dem Kreuzvergleich beruht, jeweils das Regressionsmodelle verwendet, welches in der gegebenen 31jährigen Subperiode der Beobachtung den höchsten CQVSS aufweist. Die Ergebnisse der beiden Ansätze werden anschließend über die vorhandenen Modellläufe gemittelt. In der Folge werden jeweils die Maxima und Minima, der Median sowie das untere und obere Quartil über alle 31jährigen Subperioden der Beobachtung und der Modelle berechnet und miteinander abgeglichen. Dabei werden die verschiedenen Werte unterschiedlich gewichtet. Während Maxima und Minima nur einfach in die Berechnungen einfließen, werden das untere und obere Quartil doppelt und der Median vierfach gewichtet. Der daraus resultierende gewichtete Quantilmittelwert kann dabei als Maß angesehen werden, wie weit die Verteilung der Niederschlagsquantile der Modellläufe von den Beobachtungen abweichen. Die Methode, welche die geringsten Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen aufweist, wird im Folgenden für die Modellierung der zukünftigen Niederschlagsquantile berücksichtigt. Ein Beispiel für die Methodenauswahl ist in Abbildung 32 dargestellt.

Die Box-Whisker-Plots für das Modellensemble zeigen, dass das 90. Niederschlagsquantil der Referenzstation Alicante (PC-18) im Winter anhand der historischen Läufe der bei-

den Simulationen RCP4.5 und RCP8.5 relativ gut repräsentiert werden. Für das Modellensemble (links) wird dabei das jeweilige Niederschlagsquantil für jede 31jährige Subperiode anhand aller Modelle abgeschätzt und über die entsprechende Subperiode gemittelt. Die Box-Whisker-Plots repräsentieren somit die mittleren Abschätzungen der 31jährigen Subperioden, sodass die Spannweite der Box-Whisker-Plots, die auf einzelnen Abschätzungen für die unterschiedlichen Subintervalle beruhen (Mitte und rechts), die Spannweite des Modellensembles übertreffen kann. In der Mitte sind die Box-Whisker-Plots dargestellt, die anhand der ersten Methode abgeschätzt wurden. Hier zeigt sich, dass dieses Verfahren zu einer Verschlechterung gegenüber dem Modellensemble führt, wodurch die Auswahl des „besten“ Regressionsmodells anhand dieser Methode verworfen werden kann. Anders verhält es sich, wenn das beste Modell anhand der zweiten Methode bestimmt wird (rechts), da hier die Box der beiden Simulationen in etwa im Bereich der Beobachtung liegt. Infolgedessen wird für die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils der Station Alicante im Winter der zweite Ansatz verfolgt.

8.3.5 Vergleich zwischen den modellierten rezenten Niederschlagsextremen des MPI-ESM-LR und der Reanalyse

Das 90.Niederschlagsquantil der Station Alicante im Winter zeigt auf, dass das Auswahlverfahren durchaus zu einer Verbesserung der Abschätzungen führen kann. Allerdings können die GCMs nicht die gesamte Variabilität der Atmosphäre abbilden was zur Folge hat, dass auch die Niederschlagsvariabilität in einigen Regionen nur eingeschränkt anhand der aufgestellten Modelle reproduziert werden kann. Somit kommt es in den betroffenen Regionen zu einer Über- bzw. Unterschätzung der jeweiligen Niederschlagsquantile, wodurch eine Auswahl des „besten“ Regressionsmodells an dieser Stelle nur als relativ in Bezug auf das vorhandene Setup und den zur Verfügung stehenden Daten, und keineswegs als absolut angesehen werden kann. Nichtsdestotrotz erweist sich die Abschätzung der Niederschlagsquantile anhand eines der beiden Verfahren als eine Verbesserung gegenüber den über alle Subperioden und Modelle gemittelten Niederschlagsquantilen. Zwischen der Reanalyse und den Modellläufen zeigen

sich dabei die geringsten mittleren absoluten Abweichungen der gewichteten Quantilmittel über alle Referenzstationen im Frühjahr, wobei hier die niedrigsten Werte bei der Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils zu beobachten sind (0.51mm). Die höchsten Abweichungen sind bei der Abschätzung des 95.Niederschlagsquantils im Herbst zu verzeichnen (0.87mm), die größte Spannweite zwischen Minimum (-1.95mm) und Maximum (4.54mm) ergibt sich dagegen bei der Abschätzung des 99.Niederschlagsquantils im Winter.

Einen Überblick über die Auswahl der Methoden (Nummer) sowie darüber, inwieweit das jeweilige Niederschlagsquantil anhand der Modellläufe wiedergegeben werden kann (Symbol), gibt Abbildung 33. Zusätzlich sind in dieser Abbildung jeweils die Prädiktorvariablen farblich hervorgehoben, die den größten Einfluss auf das modellierte Niederschlagsquantil der Referenzstationen ausüben. Es zeigt sich, dass sowohl bei der Auswahl des „besten“ Regressionsmodells als auch bei der Qualität der Abschätzungen

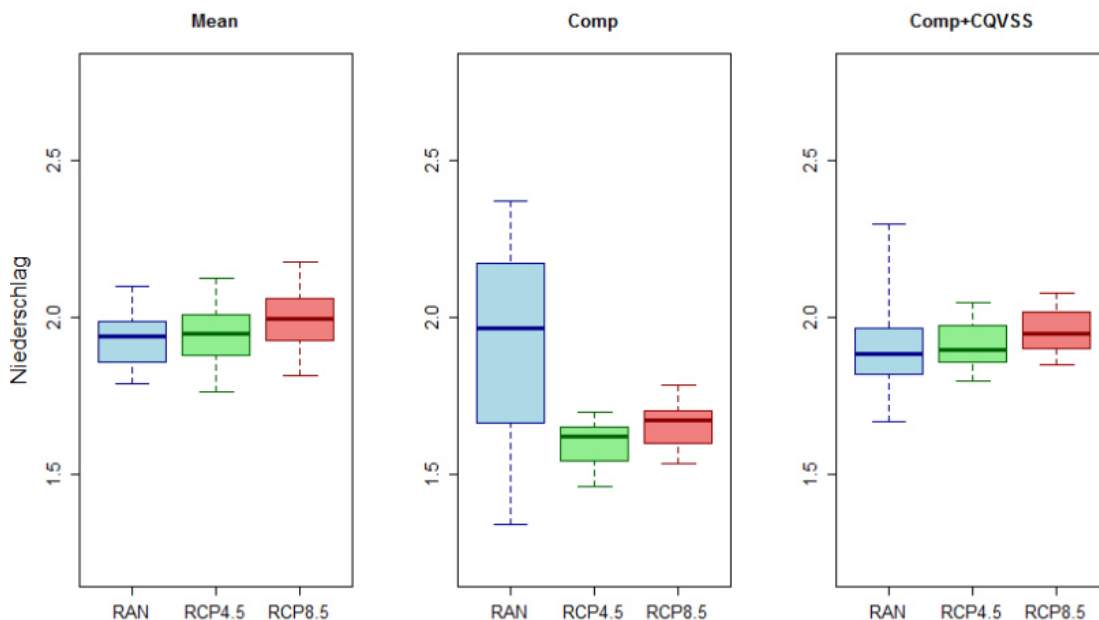


Abbildung 32: Box-Whisker-Plot für das 90.Niederschlagsquantil der PC-18 (Referenzstation Alicante) im Winter (1950-2005). Die Box (inkl. Linie) repräsentiert dabei das untere Quartil, den Median und das obere Quartil der Verteilung, die Whisker das Maximum und Minimum. Die Box-Whisker-Plots sind hier für das gesamte Modellensemble (links) sowie für die Methode ① (Mitte) und Methode ② (rechts) der Reanalyse (RAN) und der beiden über alle Läufe gemittelten repräsentativen Konzentrationspfade (RCP4.5 und RCP8.5) dargestellt.

in den verschiedenen Teilregionen, Jahreszeiten und Quantilen gewisse Tendenzen vorliegen.

Im westlichen Mittelmeerraum werden die Niederschlagsquantile im Frühjahr überwiegend anhand der ersten Methode abgeschätzt, während die beiden anderen Jahreszeiten keine eindeutige Tendenz aufweisen. Darüber hinaus kommt es in dieser Region mit zunehmenden Quantil zu einer Umkehr bei der Auswahl des bevorzugten Verfahrens zur Abschätzung des Niederschlags, infolgedessen das 90.Quantil überwiegend anhand der zweiten, das 99.Quantil anhand der ersten Methode abgeschätzt wird. Eine bessere Abschätzung der Quantile anhand der ersten Methode zeigt sich auch im östlichen Mittelmeerraum, wobei diese vor allem im Herbst sowie bei den beiden höheren Quantilen angewendet wird. Im Gegensatz dazu werden die Quantile im zentralen Mittelmeerraum während des Winters überwiegend anhand der zweiten Methode modelliert. In den anderen beiden Jahreszeiten sowie bei den unterschiedlichen Quantilen zeigen sich hingegen keine eindeutigen Tendenzen.

Inwieweit das jeweilige Niederschlagsquantil an der entsprechenden Referenzstation über- bzw. unterschätzt wird, ist in Abbildung 33 anhand von verschiedenen Symbolen angegeben. Liegt die Box der Whisker-Box-Plots der Modelle innerhalb der Box der Beobachtungen, d.h. das Niederschlagsquantil wird durch die Modelle den Beobachtungen entsprechend wiedergegeben, wird dies durch ein „o“ symbolisiert. Wird das Niederschlagsquantil anhand der Modelle stark überschätzt (unterschätzt), d.h. die Box der Modelle liegt komplett oberhalb (unterhalb) der Box der Reanalyse, zeigt der Pfeil senkrecht nach oben (unten). Kommt es hingegen zu Überschneidungen der beiden Boxen wird dies durch einen schräg nach oben bzw. unten gerichteten Pfeil angedeutet.

Es zeigt sich, dass es im Mittelmeerraum zu regionalen Unterschieden hinsichtlich der Präzision der Abschätzungen kommt. Während im überwiegend atlantisch geprägten Bereich der Iberischen Halbinsel die Niederschlagsextreme auf Basis der historischen Modelle weitestgehend überschätzt werden, kommt es entlang der nordspanischen Mittelmeerküste zu Abschätzungen, die in etwa den Beobachtungen entsprechen. Die Region, in der die modellierten Niederschlagsquantile der Modelle eine hohe Überein-

stimmung mit der Reanalyse aufweisen, erstreckt sich dabei von der Ostküste Nordspaniens über die französische Mittelmeerküste und Norditalien bis in den Bereich der dalmatinischen Küste, wobei in den beiden letzteren Regionen die verschiedenen Jahreszeiten auch eine mehr oder weniger ausgeprägte Tendenz zur Unterschätzung der Quantile aufweisen. In südöstliche Richtung zeigt sich dagegen wieder eine zunehmende Tendenz zur Überschätzung der Niederschlagsquantile. Während im Bereich des nördlichen Griechenlands neben zu hohen Abschätzungen auch Quantile vorliegen, in denen der Niederschlag realitätsnah modelliert wird, ist der östliche Mittelmeerraum weitestgehend durch eine Überschätzung der Quantilwerte gekennzeichnet. Insgesamt werden somit die Niederschlagsextreme anhand der aufgestellten Modelle durch die historischen Läufe des MPI-ESM-LR im äußersten Westen und im östlichen Mittelmeerraum eher überschätzt, während im nördlichen zentralen Bereich des Mittelmeerraums die Niederschläge eher unterschätzt werden. In den Übergangsbereichen zwischen diesen Gebieten zeigen sich allerdings auch Regionen, in denen extreme Niederschläge in Übereinstimmung mit den Beobachtungen modelliert werden.

Ein Grund für die Überschätzung der Niederschlagsextreme im Mittelmeerraum anhand des MPI-ESM-LR ist der überhöht dargestellte Druckgradient zwischen den nördlichen und südlichen Breiten über dem nordatlantischen-europäischen Sektor (BRANDS ET AL. 2013). Infolgedessen wird das Klima Europas zu einem überhöhten Anteil durch die Westwinddrift geprägt, während der Anteil an blockierenden Hochdrucksystemen sowohl in Bezug auf Auftrittswahrscheinlichkeit als auch hinsichtlich der Dauer systematisch unterschätzt wird (VIAL & OSBORN 2012), wodurch das Klima im europäischen Raum durch das MPI-ESM-LR generell als zu mild und feucht (v.a. im Winter) dargestellt wird (BRANDS ET AL. 2013). KELLEY ET AL. (2012b) verweisen des Weiteren darauf, dass die generelle Niederschlagsabnahme im Mittelmeerraum seit den 1950er Jahren anhand der Modelle des CMIP5 zwar erfasst wird, diese aber auf alle Jahreszeiten relativ gleichmäßig verteilt wird. Die Beobachtungen zeigen allerdings, dass die Niederschlagsabnahmen im Mittelmeerraum vor allem im Winter stattfinden, wodurch die systematische Überschätzung der Niederschlagsextreme im Winter erklärt werden kann.

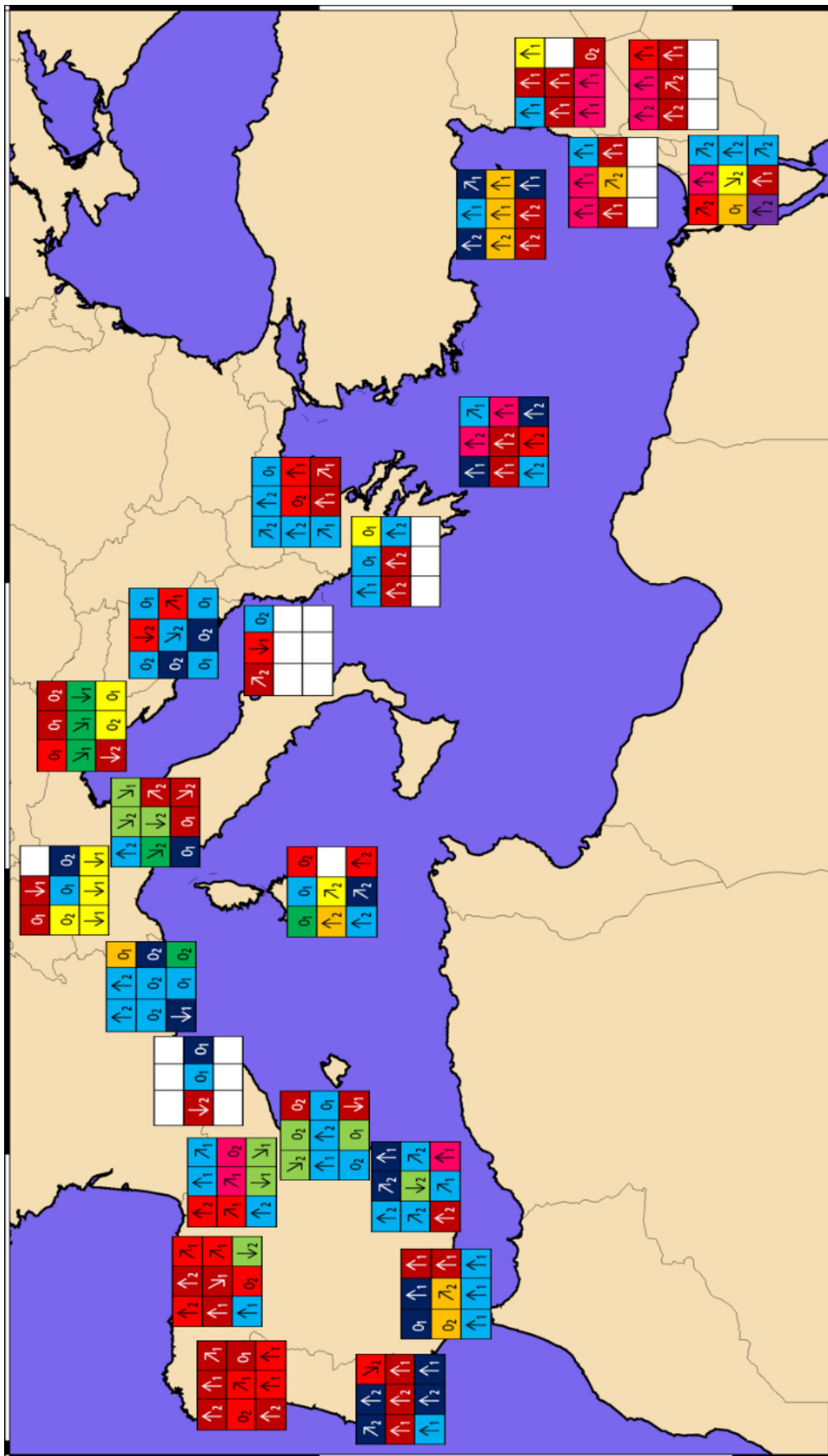


Abbildung 33: Überblick über das angewendete Verfahren zur Bestimmung des „besten“ Regressionsmodells für die verschiedenen Jahreszeiten (Zeilen; Herbst-Winter-Frühling) und Niederschlagsquantile (Spalten; 0.90-0.95-0.99). Die Pfeile geben an, inwieweit die Box-Whisker-Plots der Niederschlagsquantile der Modelle mit den Beobachtungen übereinstimmen. Die Farben kennzeichnen dabei jeweils den Prädiktor, der den größten Einfluss auf den modellierten Niederschlag hat (Farbgebung identisch zu Abb. 13).

Darüber hinaus untersuchten HERTIG & JACOBET (2013) verschiedene Prädiktorvariablen der historischen Läufe des MPI-ESM-LR im Hinblick auf Abweichungen gegenüber der Reanalysedaten des NCEP/NCARs. Es hat sich dabei gezeigt, dass die geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau anhand des Modells relativ gut abgebildet werden, obgleich es zwischen den beiden Datensätzen dennoch zu Abweichungen hinsichtlich der Lage sowie Intensität der Variationszentren kommt. Die größten Unterschiede wiesen dabei die beiden Jahreszeiten Sommer und Herbst auf. In Bezug auf die Variablen relative Feuchte, zonale und meridionale Windkomponente konnten keine systematischen Abweichungen festgestellt werden. Die Unterschiede zwischen Reanalyse und Modell sind hier überwiegend auf musterspezifische Abweichungen zurückzuführen. Da der Mittelmeerraum im Winter überwiegend, und in den beiden Übergangsjahreszeiten zumindest zeitweilig im Einflussbereich der Westwinddrift liegt, kann die Überschätzung der Quantile durchaus auf Defizite in der Darstellung der atmosphärischen Zirkulation zurückgeführt werden. Dass es im nördlich-zentralen Teil des mediterranen Raums einige Regionen gibt, in denen die Niederschlagsquantile unterschätzt werden, könnte zum einen eine Folge der Parametrisierungen sein, wodurch das komplexe Relief nur unzureichend dargestellt wird und somit konvektive Niederschläge unterrepräsentiert sind. Zum anderen könnten zirkulationsspezifische bzw. thermodynamische Faktoren, die auf das Niederschlagsgeschehen in diesen Regionen einwirken, unterrepräsentiert sein, wodurch der systematische Fehler bei den Abschätzungen reduziert wird.

8.4 Abschätzung zukünftiger Niederschlagsextreme im Mittelmeerraum

Bevor auf die Abschätzungen der unterschiedlichen Niederschlagsquantile der verschiedenen Jahreszeiten für die einzelnen Teilregionen des Mittelmeerraums eingegangen wird, folgt an dieser Stelle zuerst eine ausführliche Betrachtung des 90. Niederschlagsquantils im Winter und anschließend eine Analyse der übrigen Quantile der verschiedenen Jahreszeiten der Station Safed. Für die nachfolgenden Analysen werden jeweils drei unterschiedliche Ansätze verfolgt:

- Für jede 31jährige Subperiode wird das entsprechende Quantil anhand des kompletten Regressionsmodellensembles (RME) berechnet und in Form von Box-Whisker-Plots für die unterschiedlichen Subperioden dargestellt (ALL).
- Die Abschätzungen des instationären Ansatzes beruhen auf den unter Abschnitt 8.3 beschriebenen Auswahlverfahren des besten Modells (BEST). Jede 31jährige Subperiode wird dabei durch einen einzigen Wert beschrieben. Die unterschiedlichen Auswahlverfahren werden im weiteren Verlauf nicht mehr explizit erwähnt.
- Die Abschätzungen des stationären Ansatzes beruhen auf dem Modell, welches in der Subperiode 1975 (1960-1990) aufgestellt wurde, und werden ebenfalls durch einen Wert pro Subperiode beschrieben (REF). Die Auswahl des Modells folgt dabei keinem speziellen Auswahlkriterium sondern beruht lediglich auf dem Zeitraum, der für alle Stationen vorhanden ist.

Die Zukunftsprojektionen werden dabei in Relation zu den verschiedenen Mittelwerten der historischen Modellläufe betrachtet (MHR), die sich aus den mittleren Abschätzungen für alle zur Verfügung stehenden Subperioden berechnen, sodass sich die historischen Läufe durch einen einzigen Wert (pro Ansatz) beschreiben lassen. Während der stationäre Ansatz lediglich bei den nachfolgenden Analysen des 90.Niederschlagsquantils der Station Safed im Winter zu Vergleichszwecken herangezogen wird, werden die ersten beiden Ansätze auch bei der Abschätzung von Niederschlagsextremen in den verschiedenen Jahreszeiten und Teilbereichen des Mittelmeerraums berücksichtigt. Die verschiedenen untersuchten Quantile werden im Folgenden durch Q90 (90.Niederschlagsquantil), Q95 (95.Niederschlagsquantil) bzw. Q99 (99.Niederschlagsquantil) abgekürzt.

8.4.1 Abschätzung von Niederschlagsextremen für das 21. Jahrhundert der Station Safed

8.4.1.1 Entwicklung des 90.Quantils der Station Safed im Winter des 21. Jahrhunderts

Auf Abbildung 34 sind die Abschätzungen von Q90 der Station Safed für die beiden Szenarien RCP4.5 (oben) und RCP8.5 (unten) dargestellt. Die Box-Whisker-Plots auf der linken Seite beschreiben das Q90 der unterschiedlichen Ansätze für den historischen Zeitraum, die drei horizontal verlaufenden gestrichelten Linien auf der rechten Seite stellen jeweils den MHR der verschiedenen Ansätze dar. Dabei weisen die MHRs der drei verfolgten Ansätze bei RCP4.5 einen um ca. 0.5mm niedrigeren Wert auf als bei RCP8.5. Dies kann auf die gemeinsame Standardisierung von historischen und zukünftigen Modellläufen zurückgeführt werden, wodurch ein stärkeres Klimaänderungssignal innerhalb des RCP8.5 in den historischen Modellläufen zu einer stärkeren Verschiebung der Verteilung in Richtung niederschlagsgenerierende Scores hervorruft. Des Weiteren sind die Projektionen des stationären und instationären Ansatzes durch durchgängige gepunktete Linien in den entsprechenden Farben gekennzeichnet.

Sowohl für RCP4.5 als auch für RCP8.5 zeigt sich ein genereller Rückgang von Q90 im Winter, wobei der Rückgang bei RCP8.5 deutlich stärker ausgeprägt ist und bis zum Ende des 21. Jahrhunderts anhält, während das Minimum bei RCP4.5 gegen Mitte des 21. Jhs. (2059) erreicht wird und bis zum Ende des 21. Jhs. wieder leicht ansteigt. Insgesamt weisen alle Ansätze innerhalb der RCPs eine relativ einheitliche Entwicklung auf. Schon zu Beginn des 21. Jhs. liegt Q90 aller untersuchten Ansätze 2.4-5.3% unterhalb des jeweiligen MHRs. Bis 2063 nimmt Q90 von RCP4.5 bei BEST (REF) um 17.1% (18.3%) gegenüber dem MHR ab und steigt bis zum Ende des 21. Jhs. wieder leicht an, sodass hier das 90. Niederschlagsquantil 12.2% (14.5%) unterhalb des MHRs liegt. Bei RCP8.5 kommt es dagegen zu einer stetigen Abnahme der Extremniederschläge, infolgedessen Q90 bei BEST (REF) gegen Ende des 21. Jhs. einen um 29.3% (33.0%) geringeren Wert als der MHR des entsprechenden Modellansatzes aufweist.

Diese Entwicklung kann möglicherweise auf die unterschiedlichen Eigenschaften der RCPs in Bezug auf das Stabilisierungsniveau zurückgeführt werden (vgl. Abschnitt 3.2). Da das Stabilisierungsniveau bei RCP4.5 gegen Ende des 21. Jhs. erreicht wird, pendeln

sich auch die Werte für Q90 auf einem Niveau ein, welches bei BEST ca. 1.8mm (12.2%) und bei REF ca. 2.5mm (14.5%) unterhalb des MHR liegt. Im Gegensatz dazu kommt es bei RCP8.5, bei dem eine Stabilisierung nicht vor Ende des 21.Jhs. erreicht wird, zu einer stetigen Abnahme von Q90, infolgedessen die Werte bis zu diesem Zeitpunkt bei BEST um 4.4mm (29.3%) und bei REF um 5.9mm (33.0%) unter das Niveau des MHRs fallen.

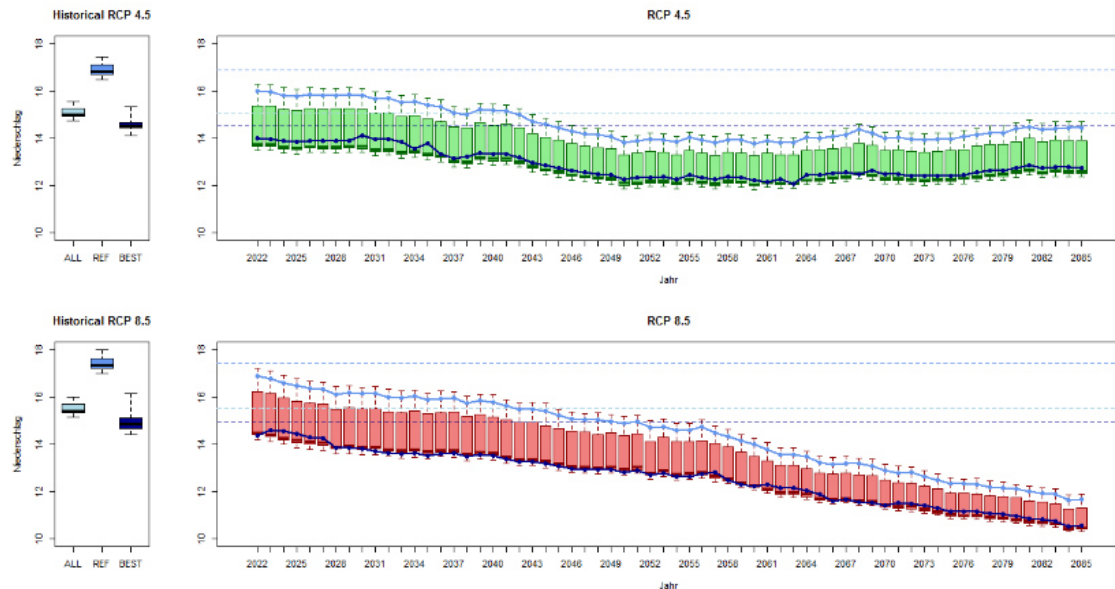


Abbildung 34: Abschätzungen für das 90. Niederschlagsquantil der Station Safed im Winter für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP 4.5 (oben) und RCP 8.5 (unten) des 21. Jahrhunderts (rechts). Die Box-Whisker-Plots geben die komplette Spannweite der Abschätzungen aller Regressionsmodelle an, die durchgängigen gepunkteten Linien repräsentieren jeweils die Abschätzungen des stationären und instationären Ansatzes der entsprechenden Perioden. Zum Vergleich sind auf der linken Seite die mittleren Abschätzungen aller Modelle (ALL), sowie des stationären (REF) und instationären Ansatzes (BEST) für die historischen Modellläufe dargestellt. Die gestrichelten Linien auf den beiden rechten Abbildungen geben jeweils den Mittelwert der drei unterschiedlichen Ansätze der historischen Modellläufe wieder.

Sowohl in den historischen Zeitreihen als auch in den Zukunftsprojektionen zeigt sich, dass die Abschätzungen für den stationären Ansatz deutlich über den Abschätzungen des instationären Ansatzes liegen (RCP4.5: +1.7mm; RCP8.5: +1.8mm), wobei der stationäre Ansatz eher den oberen Bereich, der instationäre Ansatz eher den unteren Bereich des RMEs charakterisiert, ohne dass es dabei zu signifikanten Veränderungen innerhalb des Abschätzungsspektrums kommt. Folglich scheint bei den Modellläufen des MPI-ESM-LR ein Regimewechsel zwischen niederschlagsbegünstigenden und niederschlagsmindernden Zuständen innerhalb der großskaligen Zirkulation, wie dies zum

Beispiel anhand der Reanalysedaten für die 1970er Jahre beobachtet werden kann, in den Wintermonaten des 21.Jhs. nicht stattzufinden, da nur auf einen geringen Teil des gesamten Spektrums an Regressionsmodellen zurückgegriffen wird. In Abbildung 35 sind die Mitteljahre der Regressionsmodelle, die anhand des unter Abschnitt 8.3 beschriebenen Verfahrens der jeweiligen Perioden des MPI-ESM-LR zugeordnet wurden, für die historischen und zukünftigen Modellläufe abgebildet. Es zeigt sich, dass kaum Regressionsmodelle aus dem instationären Zeitraum der Reanalyse (hellblau unterlegter Bereich) für die Abschätzung von Q90 herangezogen werden. Lediglich innerhalb des historischen Zeitraums von RCP8.5 gleicht der mittlere Zustand der Atmosphäre von einigen Subperioden des zweiten und dritten Laufs dem mittleren Zustand innerhalb der vorliegenden Instationarität. Für das 21.Jh. werden somit sowohl unter RCP4.5 als auch

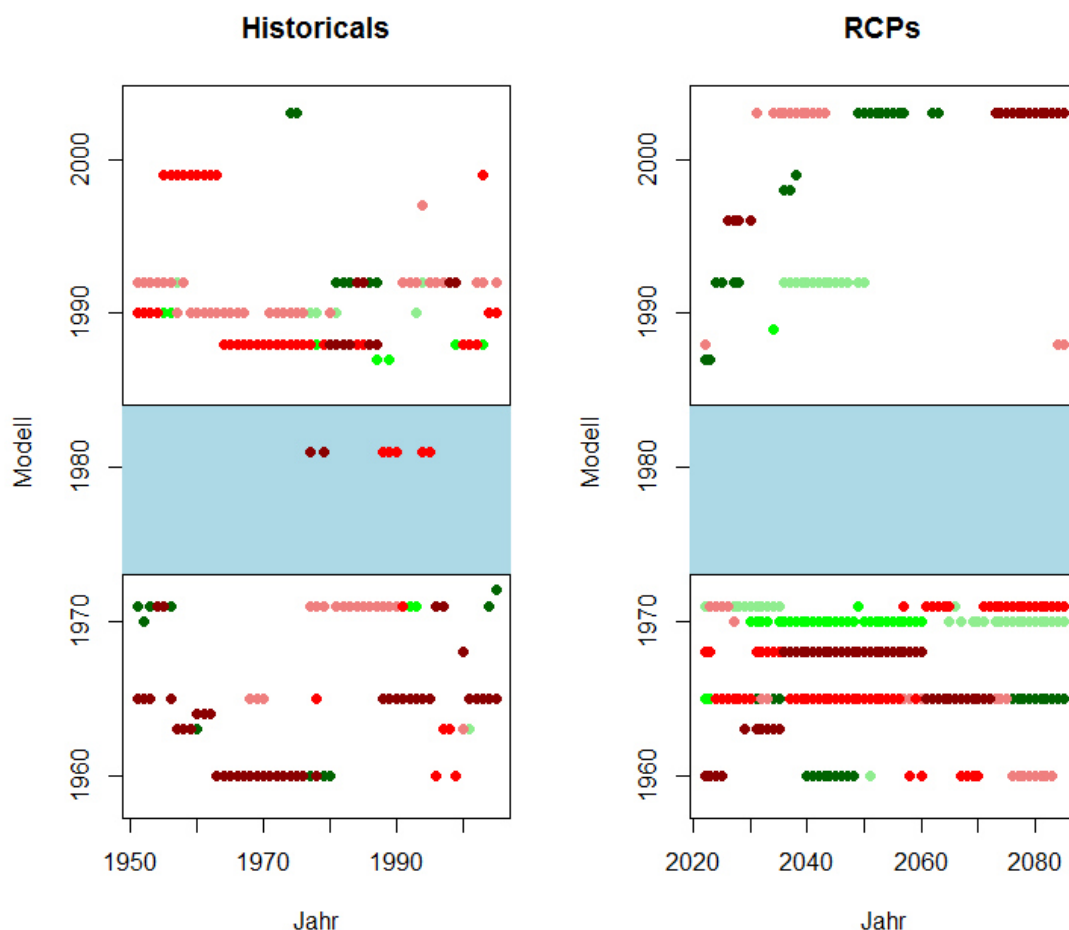


Abbildung 35: Überblick über die Auswahl des "besten" Regressionsmodells für die historischen (links) und zukünftigen (rechts) Modellläufe des MPI-ESM-LR. Die Modellläufe des RCP 4.5 sind grün, die Modellläufe des RCP 8.5 sind rot dargestellt (RUN-1: hell; RUN-2: mittel; RUN-3: dunkel). Der Bereich, in dem eine Instationarität anhand der Reanalysedaten ausgemacht wurde, ist hellblau eingefärbt.

unter RCP8.5 anhand des instationären Ansatzes keine Regressionsmodelle des instationären Zeitraums zur Abschätzung von Q90 berücksichtigt, während die Abschätzungen des stationären Ansatzes auf einem Regressionsmodell beruhen, welches innerhalb des instationären Zeitraums kalibriert wurde. Dieser Sachverhalt ist dabei nicht von der Wahl der Station, Jahreszeit oder des Quantils abhängig (nicht abgebildet). Der einzige Unterschied, der sich bei der Modellauswahl ergibt liegt darin, welcher Zeitraum anhand des MPI-ESM-LR besser abgebildet wird. So kommt es entweder zu einer Modellauswahl, deren Modelle überwiegend innerhalb des instationären Zeitraums liegen, oder zu einer Modellauswahl, die bevorzugt auf Modelle des stationären Zeitraums zurückgreift.

Aus Tabelle 4 (vgl. Abschnitt 7.3.3.1) geht hervor, dass die absoluten Beta-Koeffizienten während des instationären Zeitraums ($CQVSS_{MIN}$) deutlich über den Beta-Koeffizienten außerhalb dieser Periode ($CQVSS_{MAX}$) liegen, sodass folglich auch die Abschätzungen, die anhand der Regressionsmodelle bestimmt werden, die im Zeitraum 1973-1984 erstellt wurden, deutlich über den Abschätzungen von Q90 der Modelle liegen, die außerhalb dieser Periode erstellt wurden. Würde man für den stationären Ansatz ein Modell wählen, dessen Mitteljahr der Kalibrierungsperiode außerhalb des instationären Zeitraums (1973-84) liegt, sollten die Unterschiede zwischen stationären und instationären Ansatz wesentlich geringer ausfallen. Somit zeigt sich für Q90 der Station Safed im Winter beim stationären Ansatz eine deutliche Abhängigkeit von der Wahl des Regressionsmodells. Je nachdem, welche Periode der Kalibrierung des stationären Ansatzes zugrunde liegt, können sich die Abschätzungen deutlich voneinander unterscheiden. Aus diesem Grund erweist sich ein instationärer Ansatz, bei dem die variierenden Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen anhand eines Regressionsmodellensembles erfasst werden, für die Abschätzung von Klimaelementen als vorteilhaft, da die jeweiligen Abschätzungen nicht auf einem einzigen Modell beruhen. Bei den weiteren Analysen wird deshalb auf das RME zurückgegriffen und jeweils die gesamte Spannbreite (absolut und relativ) des RMEs in Relation zu den Werten des instationären Ansatzes gesetzt.

Das der instationäre Ansatz bei der Abschätzung von Q90 der Station Safed im Winter innerhalb des Abschätzungsspektrum eine nahezu gleichmäßige zeitliche Entwicklung aufweist, kann auf zwei mögliche Prozesse zurückgeführt werden. Entweder findet ein

Regimewechsel zwischen niederschlagsbegünstigenden und niederschlagsmindernden Zuständen der Atmosphäre in den Wintermonaten des 21. Jahrhunderts tatsächlich nicht statt, oder die Zustände der Atmosphäre, die einen Regimewechsel hervorrufen können, werden durch das MPI-ESM-LR nicht erfasst. Um eine mögliche Erklärung für diese Entwicklung zu finden, werden die Szenarien der historischen Modellläufe näher untersucht. Wenn die historischen Modellläufe nicht in der Lage sind die natürliche Variabilität der Niederschlagsquantile in den vorliegenden Beobachtungszeiträumen weitestgehend zu erfassen, ist es wahrscheinlich, dass auch ein möglicher Regimewechsel im 21. Jh. nicht anhand der vorliegenden generalisierten Zirkulationsmodelle erfasst werden kann.

Auf Abbildung 36 ist die mittlere Spannweite von Q90 der historischen Modellläufe für RCP4.5 und RCP8.5 sowie für die Reanalysedaten der entsprechenden Perioden in Form von Box-Whisker-Plots abgebildet. Für jede vorliegende 31jährige Subperiode der zweiten Hälfte des 20. Jhs. wurde Q90 anhand des RMEs abgeschätzt und anschließend gemittelt, sodass jeder Periode ein Wert zugeordnet werden kann. Die Box-Whisker-Plots

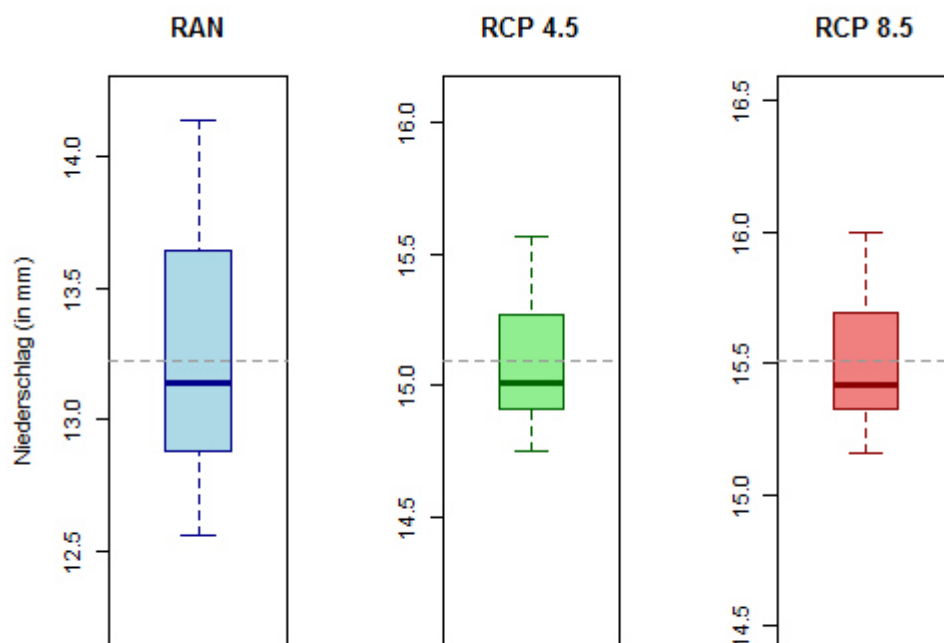


Abbildung 36: Abschätzung des mittleren 90. Niederschlagsquantils anhand des RMEs für die Reanalyse (links) sowie für die beiden RCPs der historischen Modellläufe des MPI-ESM-LR.

umfassen dabei die Mittelwerte aller zur Verfügung stehenden Subperioden. Es zeigt sich, dass die Variabilität des gemittelten Q90 in der Reanalyse deutlich größer ist als für die beiden RCPs. Insgesamt weist die Reanalyse ($\sigma=0.47$) für die Subperioden der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine über doppelt so hohe Standardabweichung auf wie die beiden RCPs ($\sigma=0.22$), sodass angenommen werden kann, dass die Modellläufe des MPI-ESM-LR auch nicht die gesamte Spannbreite der natürlichen Variabilität des 21. Jahrhunderts wiedergeben können. Eine weitere Bestätigung für diese Annahme findet sich außerdem auf Abbildung 35. Da sich die Auswahl der „besten“ Regressionsmodelle fast ausschließlich auf den Bereich außerhalb der vorliegenden Instationarität beschränkt, wird der instationäre Zustand der Atmosphäre nicht anhand der ausgewählten Modelle berücksichtigt. Es besteht allerdings auch weiterhin die Möglichkeit, dass ein solcher Regimewechsel im 21. Jh. nicht stattfindet. Da die Modellläufe des MPI-ESM-LRs jedoch nicht in der Lage sind, die natürliche Variabilität der Atmosphäre umfassend zu beschreiben, lässt sich diese These weder bestätigen noch verwerfen. Zumindest für die Modellläufe des MPI-ESM-LRs lässt sich sagen, dass sowohl im 20. Jh. als auch im 21. Jh. ein relativ einheitliches Regime vorliegt, welches überwiegend den Zustand der Atmosphäre außerhalb des instationären Zeitraums der Station Safed beschreibt.

8.4.1.2 Abschätzung saisonaler Niederschlagsextreme für die Station Safed

Die Spannbreite des RMEs sowie die Abschätzungen der „besten“ Regressionsmodelle des instationären Ansatzes sind für die Station Safed für alle Jahreszeiten und Quantile auf Abbildung 37 dargestellt. Die Abschätzungen der „besten“ Regressionsmodelle sind im Folgenden als Zahlenwerte angegeben, die Spannbreite des RMEs wird nachstehend in eckigen Klammern angeführt. Dabei muss berücksichtigt werden, dass sich die Abschätzungen der beiden Ansätze auf unterschiedliche Referenzwerte (Mittelwerte der Perioden 2050-2005) beziehen, wodurch Abweichungen zwischen den unterschiedlichen Ansätzen auftreten können (vgl. Abschnitt 8.4). Im Folgenden werden die beiden Referenzwerte allgemein als Mittel der historischen Läufe (MHR) bezeichnet ohne dass

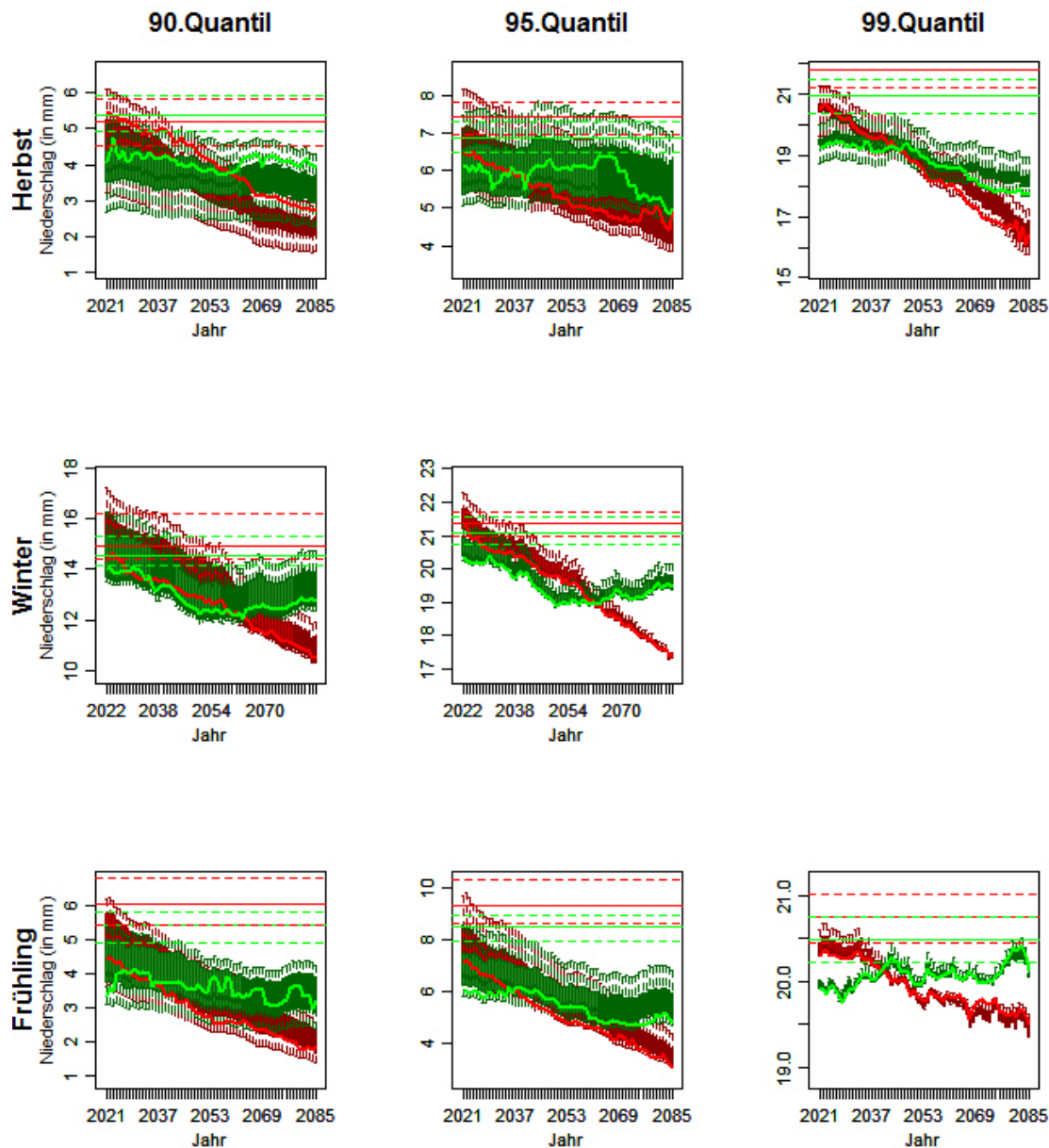


Abbildung 37: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Sased (Referenzstation NR-2) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

der eine oder andere Ansatz explizit hervorgehoben wird, da sich die Veränderungen immer auf den Mittelwert der entsprechenden Methode beziehen.

Abbildung 37 zeigt, dass für die beiden vorhandenen Quantile im Winter sowie für Q99 im Herbst und Q95 im Frühling bei beiden RCPs überwiegend auf Modelle zurückgegriffen wird, die den unteren Wertebereich des RMEs repräsentieren, während die Projektionen von Q90 im Herbst vor allem auf Modellen des oberen Abschätzungsbereichs basieren. Die Projektionen der übrigen Quantile stützen sich in den verschiedenen Jahreszeiten auf eine größere Spannbreite des RMEs, sodass hier möglicherweise die verschiedenen Zustände der großskaligen Zirkulation besser anhand der ausgewählten Modelle repräsentiert werden. Insgesamt aber zeigt sich bei allen Quantilen in den verschiedenen Jahreszeiten eine Abnahme der Niederschlagsintensität bei Extremereignissen über das gesamte 21.Jh. hinweg, wobei der Rückgang bei RCP8.5 deutlich stärker ausgeprägt ist als bei RCP4.5.

Sowohl die stärksten als auch die geringsten Veränderungen gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs. sind dabei im Frühling zu beobachten. Bis zum Jahr 2085 nimmt das 90.Quantil des RCP8.5 von 6.1mm [4.7-7.8mm] um 4.2mm [3.4-5.3mm] ab (vgl. Anhang F, Abb. F 2), was einem Rückgang von 69.8% [67.0-71.5%] entspricht (vgl. Anhang G, Abb. G 2). Das Maximum bei den absoluten Abnahmen liegt dagegen beim 95.Quantil des RCP8.5 vor, für das der instationäre Ansatz einen Rückgang von 6.3mm [5.1-7.8mm] bis zum Ende des 21.Jhs. projiziert. Dabei liegen die abgeschätzten Quantilwerte des instationären Modellansatzes über das gesamte 21.Jh. hinweg unterhalb der Spannbreite der historischen Modelle, sodass hier im Vergleich zur zweiten Hälfte des 20.Jhs. signifikante Abnahmen der täglichen Niederschlagsmengen projiziert werden. Darüber hinaus weisen beide Quantile unter Berücksichtigung des instationären Modellansatzes einen deutlich stärkeren Rückgang der Niederschlagsintensität auf als anhand der gesamten Spannbreite der stationären Modelle abgeschätzt werden kann. Die größten Differenzen zwischen stationären und instationären Modellansatz sind dabei gegen Mitte des 21.Jhs. zu beobachten. Hier liegen die Abschätzungen des instationären Modellansatzes bei Q90 ca. 7% unterhalb des RME_{MIN} (geringster Wert des Regressionsmodellensembles), wohingegen der Unterschied bei Q95 mit ca. 5% etwas geringer ausfällt. Unter Berücksichtigung des instationären Ansatzes sind somit zu dieser Jahreszeit stärkere Veränderungen bei Q90 und Q95 zu erwarten als anhand eines stationären Modells projiziert werden kann.

Die geringsten absoluten und relativen Veränderungen gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs. zeichnen sich bei beiden RCPs für das 99.Niederschlagsquantil im Frühjahr ab. Die Projektionen für RCP4.5 liegen mit 1.8% [1.6-3.1%] knapp unterhalb des Ausgangsniveaus, was einer Abnahme von 0.37mm [0.32-0.65mm] bis zum Ende des 21.Jhs. entspricht. Sowohl für den instationären Ansatz als auch für das RME werden die stärksten Abnahmen zu Beginn des 21.Jhs. projiziert (2.7% [2.1-3.9%]), infolgedessen es über das 21.Jh. hinweg zu einem leichten Anstieg von Q99 kommt. Die Abschätzungen für Q99 liegen um 2040 und gegen Ende des 21.Jhs. innerhalb des Schwankungsbereichs der historischen Modellläufe, sodass hier kaum von einer Veränderung gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs. gesprochen werden kann. Im Gegensatz dazu zeichnet sich unter RCP8.5 eine stetige Abnahme von Q99 ab, infolgedessen gegen Ende des 21.Jhs. das 99.Quantil 6.0% [4.8-8.6%] unterhalb des MHRs liegt.

Eine mögliche Ursache für die Entwicklung der Quantile im Frühjahr über das 21.Jh. hinweg könnte zum einen eine verringerte Niederschlagswahrscheinlichkeit bzw. eine verringerte Niederschlagsintensität zu dieser Jahreszeit sein, die durch einen verstärkten anthropogenen Treibhauseffekt hervorgerufen wird. Infolgedessen kommt es zu einer Modifizierung der Niederschlagsverteilung, bei der eine Verschiebung des mittleren täglichen Niederschlags in Richtung niedrigerer Werte bei einem annähernd gleichbleibenden saisonalen Niederschlagsmaximum (entspricht in etwa Q99) zu einer Abflachung der Verteilungskurve führt. Zum anderen könnte die Entwicklung von Extremniederschlägen oberhalb des 99.Quantils auf den zunehmenden Stichprobenfehler bei höheren Quantilen zurückgeführt werden (vgl. Abschnitt 6.2.3), infolgedessen die Qualität der Abschätzungen beeinträchtigt wird und sich somit nur schwer Aussagen über die zukünftige Entwicklung und deren Ursachen treffen lassen.

In den Wintermonaten zeigt sich bei der Betrachtung von Q95 der Station Safed annähernd die gleiche Entwicklung wie bei den Analysen von Q90. Bis Mitte des 21.Jhs. liegen die Projektionen bei RCP4.5 unterhalb der Projektionen von RCP8.5 und erfahren anschließend eine Stabilisierung auf einem Niveau, welches ca. 2mm unter dem MHR liegt. Im Gegensatz dazu kommt es bei RCP8.5 zu einer weiteren Abnahme der Niederschlagsintensität, sodass die Quantilwerte gegen Ende des 21.Jhs. 4.0mm [3.7 – 5.1mm] unterhalb des Ausgangsniveaus liegen, was in etwa der absoluten Abnahme entspricht,

die auch bei Q90 beobachtet werden kann. Dagegen fallen die relativen Veränderungen bis zum Ende des 21.Jhs. sowohl im Vergleich zu Q90 als auch im Vergleich zu den beiden Übergangsjahreszeiten bei Q95 wesentlich geringer aus (18.7% [22.8 – 17.6%]), obwohl die absoluten Abnahmen teilweise die Werte der anderen Quantile und Jahreszeiten überschreiten. Dies ist auf den mittleren Quantilwert zurückzuführen, der in den Wintermonaten wesentlich höher ausfällt als in den beiden Übergangsjahreszeiten. Insgesamt zeigt sich aber auch im Winter, dass die Abschätzungen für das 21.Jh. unterhalb der Spannbreite des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe liegen, infolgedessen auch zu dieser Jahreszeit mit einer deutlichen Abnahme von Extremniederschlägen gerechnet werden kann.

Im Herbst zeichnet sich der gleiche, für diese Station typische Verlauf der verschiedenen Quantile für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade ab. Auffallend ist dabei, dass die Abschätzungen unter RCP8.5 zu Beginn des 21.Jhs. im Gegensatz zu den anderen untersuchten Quantilen an dieser Station sogar über dem MHR liegen. Die stärkeren relativen und absoluten Abnahmen der Quantilwerte unter RCP8.5 führen wie in den anderen beiden Jahreszeiten dazu, dass die Projektionen gegen Mitte des 21.Jhs. die Abschätzungen von RCP4.5 unterschreiten. Bei der Betrachtung von Q90 zeigt sich außerdem, dass die relativen und absoluten Veränderungen des instationären Modellansatzes deutlich geringer ausfallen als bei den stationären Modellen des RMEs. Bei RCP4.5 ist diese Entwicklung vor allem gegen Ende des 21.Jhs. zu beobachten, infolgedessen auch hier geringere Veränderungen abgeschätzt werden als dies anhand eines stationären Modells möglich wäre. Bis zum Ende des 21.Jhs. zeichnet sich bei den instationären Modellen eine Abnahme von 27.3% (RCP4.5) bzw. 46.3% (RCP8.5) ab, während das RME Abnahmen von 33.2-36.8% (RCP4.5) bzw. 53.4-59.3% projiziert. Eine gegenteilige Entwicklung zeigt sich bei Q95, wo die absoluten und relativen Veränderungen des instationären Ansatzes von RCP4.5 und RCP8.5 weitestgehend unterhalb des Wertebereichs liegen, der anhand der stationären Modelle des RMEs abgeschätzt wird. Während das RME unter Berücksichtigung von RCP4.5 bis zum Ende des 21.Jhs. Abnahmen im Bereich von 1.1-1.5mm (14.5-21.4%) projiziert, wird anhand des instationären Ansatzes ein Rückgang von 1.9mm (28.0%) verzeichnet. Bei Q99 sind in dieser Jahreszeit die stärksten

absoluten Abnahmen (RCP4.5: 3.2mm [1.8-3.4mm]; RCP8.5: 5.4mm [3.2-6.2mm]) zu beobachten, während die relativen Abnahmen die geringsten Werte aufweisen (RCP4.5: 15.2% [9.1-16.1%]; RCP8.5: 24.7% [15.8-28.1%]). Somit kommt es in dieser Jahreszeit mit zunehmendem Quantil zu einer verstärkten absoluten Abnahme der Niederschläge, während die relativen Veränderungen geringer ausfallen.

Zusammenfassend lässt sich für die Station Safed sagen, dass es in allen Jahreszeiten zu einer Abnahme der Intensität bei Extremereignissen kommt, wobei relativ betrachtet die stärksten Abnahmen in den beiden Übergangsjahreszeiten auftreten. Über alle Quantile gemittelt zeichnet sich bis zum Ende des 21.Jhs. der stärkste absolute Rückgang unter RCP8.5 im Winter (4.2mm) ab, während unter RCP4.5 zu dieser Jahreszeit die geringsten absoluten Veränderungen zu erwarten sind (-1.7mm). Allerdings muss hierbei beachtet werden, dass Abschätzungen für das 99.Quantil aufgrund der Anforderungen an die Modellerstellung in dieser Jahreszeit nicht vorliegen. Bei den beiden Übergangsjahreszeiten sind die absoluten Abnahmen sowohl unter Berücksichtigung von RCP4.5 als auch von RCP8.5 quantilübergreifend im Frühjahr größer als im Herbst. Obwohl sich die Auswahl des „besten“ Regressionsmodells überwiegend auf den stationären Zeitraum beschränkt (vgl. Modellauswahl für Q90 im Winter, Abb. 35), kommt es infolge des instationären Ansatzes vor allem in den beiden Übergangsjahreszeiten zu Abschätzungen, die deutlich außerhalb des Abschätzungsbereichs der stationären Modelle liegen. Dies führt zu der Annahme, dass anhand des MPI-ESM-LR die niederschlagsrelevanten Prozesse an der Station Safed nicht im gesamten Umfang wiedergegeben werden können, der instationäre Ansatz jedoch Ergebnisse liefert, die deutlich von den Ergebnissen der Modelle des RMEs abweichen.

8.4.2 saisonale Betrachtung zukünftiger Niederschlagsextreme im Mittelmeerraum

Auf den folgenden Abbildungen werden für das 21.Jh. jeweils die Ergebnisse der saisonalen Niederschlagsextreme für das 90.Quantil dargestellt, die anhand des instationären Ansatzes abgeschätzt wurden (Q95 und Q99 im Anhang H). Die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR werden dabei durch die verschiedenen Farben repräsentiert, während die absoluten Beträge der Niederschlagsquantile anhand der Höhe der Balken beschrieben werden. Für vergleichende Analysen werden dabei drei unterschiedliche Perioden gegenübergestellt, die anhand ihres Mitteljahrs charakterisiert werden. Die Periode mit dem Mitteljahr 2025 umfasst dabei die Jahre 2010-2040 und repräsentiert das frühe 21.Jh., während die Periode 2055 (2040-2070) die Veränderungen bis Mitte, die Periode 2085 (2070-2100) die Veränderungen bis Ende des 21.Jhs. beschreibt. Die Veränderungen werden im Folgenden als signifikant erachtet, wenn die Abschätzungen der jeweiligen Perioden außerhalb des Schwankungsbereichs der natürlichen Variabilität der historischen Modellläufe liegen. Der Bereich der natürlichen Variabilität wird dabei definiert durch den niedrigsten und höchsten mittleren Quantilwert, der anhand des stationären Ansatzes für die 31jährigen Subperioden der historischen Modellläufe ermittelt wurde. Die saisonalen Projektionen der Quantile sowie die zeitliche Entwicklung der absoluten und relativen Veränderungen der Referenzstationen im Mittelmeerraum sind für die verschiedenen Quantile und Jahreszeiten in den Anhängen E bis G abgebildet.

8.4.2.1 Entwicklung zukünftiger Niederschlagsextreme im Herbst

Im Herbst kommt es bei den meisten Stationen im westlichen Mittelmeerraum sowohl unter RCP4.5 als auch unter RCP8.5 zu einer Abnahme der Niederschlagsintensität oberhalb der entsprechenden Quantile. Dabei zeigt sich, dass dieser Rückgang unter RCP8.5 bei den angesprochenen Stationen bereits zu Beginn des 21.Jhs. signifikant ist, während dieser unter RCP4.5 in einem Bereich liegt, der auch anhand der natürlichen Variabilität innerhalb der historischen Modellläufe beschrieben werden kann. Lediglich die Station Tortosa an der nordspanischen Mittelmeerküste weist bis zum Ende des 21.Jhs. bei Q90

und Q95 eine signifikante Zunahme der Niederschlagsintensität auf (vgl. Anhang E-G, Abb. 10). Die Abschätzungen für Q99 zu Beginn (RCP4.5) und Mitte (RCP8.5) des 21. Jhs. liegen bei dieser Station unterhalb des MHR, allerdings befinden sich diese Abnahmen im Rahmen der natürlichen Variabilität der historischen Modellläufe, sodass diese als nicht signifikant betrachtet werden. Gegen Ende des 21. Jhs. kommt es jedoch bei beiden repräsentativen Konzentrationspfaden wieder zu einer Zunahme der Niederschlagsintensität oberhalb von Q99, wobei diese unter RCP8.5 als signifikant eingestuft werden. Eine weitere Station, bei der es zu dieser Jahreszeit ab Mitte des 21. Jhs. zu einer signifikanten Zunahme von Q99 kommt, ist die Station Beja im Süden Portugals (vgl. Anhang E, Abb. E 4). Hier zeigt sich mit zunehmendem Quantil eine Umkehr der Niederschlagsentwicklung. Während die beiden niedrigeren Quantile bis zum Ende des 21. Jhs. Abnahmen von 10% (RCP4.5) bzw. 30% (RCP8.5) verzeichnen, steigt Q99 bis zu diesem Zeitpunkt bei beiden RCPs um mehr als 4% an (vgl. Anhang G, Abb. G 4).

Die Stationen, die relativ betrachtet am stärksten von einer Abnahme der Niederschlagsintensität oberhalb der entsprechenden Quantile betroffen sind, sind die beiden Stationen Sevilla und Alicante im Süden Spaniens (Q90, Q95), an denen bis zum Ende des 21. Jhs. Abnahmen von bis zu 40% zu verzeichnen sind (vgl. Anhang G, Abb. G 3 und Abb. G18), sowie die Station Soria im östlichen Kastilien (Q99; vgl. Anhang G, Abb. G20). Der stärkste absolute Rückgang ist über alle Quantile hinweg an der Station Barcelos im Norden Portugals zu beobachten (vgl. Anhang F, Abb. F 1). Da hier allerdings die historischen Modellläufe die höchsten mittleren Werte für Q90 und Q95 aufweisen, liegen die relativen Abnahmen nur knapp oberhalb von 10% (vgl. Anhang G, G 1). Sowohl relativ als auch absolut verzeichnet das 90. Niederschlagsquantil der Station Tortosa den stärksten Anstieg im westlichen Mittelmeerraum. Bis zum Ende des 21. Jhs. kommt es hier zu einem Anstieg der Niederschlagsintensität um ca. 2.5mm (vgl. Anhang F, Abb. F 10), was einer Zunahme von ca. 44% gegenüber dem MHR bedeutet (vgl. Anhang G, Abb. G 10).

Somit ergibt sich im Herbst für den westlichen Mittelmeerraum, abgesehen von der Ostküste Spaniens, ein relativ einheitliches Bild mit einer Abnahme der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile (vgl. Abb. 38 und Anhang H, Abb. H 2-3). Die zeitliche Entwicklung der beiden untersuchten RCPs weist dabei einen abweichenden Verlauf auf. Während in den meisten Regionen die stärksten Abnahmen unter RCP4.5

gegen Mitte des 21.Jhs. beobachtet werden können, kommt es unter RCP8.5 bis zu diesem Zeitpunkt zwar insgesamt zu stärkeren relativen Abnahmen gegenüber RCP4.5, die Geschwindigkeit des Rückgangs liegt allerdings deutlich unterhalb derer, die in der zweiten Hälfte unter RCP8.5 erreicht wird.

Im Gegensatz dazu nimmt die Niederschlagsintensität oberhalb von Q90 unter RCP4.5 in der zweiten Hälfte wieder leicht zu. Diese Entwicklung ist möglicherweise auf die Folgen der unterschiedlichen Stabilisierungszeitpunkte der beiden RCPs zurückzuführen, sodass bei RCP4.5 eine Zunahme, bei RCP8.5 eine beschleunigte Abnahme der untersuchten Quantile in der zweiten Hälfte des 21.Jhs. beobachtet werden kann (vgl. Abschnitt 3.2). Der Rückgang der Niederschläge zu dieser Jahreszeit geht vor allem auf die Ausbreitung der Hadley-Zelle zurück (SEIDEL ET AL. 2008), wodurch der Einfluss des Azorenhochs im westlichen Mittelmeerraum länger persistent ist. Infolgedessen nimmt die Anzahl der Tage, an denen eine antizyklonale Zirkulation stabile Bedingungen über der Iberischen Halbinsel hervorruft (GIORGI & LIONELLO 2008), zu und sorgt dafür, dass die Hauptzyklonenzugbahn einer polwärtigen Verlagerung unterliegt (BLACK ET AL. 2010). Durch das verzögerte Einsetzen der Niederschlagssaison sind die unterschiedlichen Niederschlagsregionen im Süden und Westen der Iberischen Halbinsel gleichermaßen von Niederschlagsrückgängen geprägt.

Die geringsten relativen Abnahmen im Bereich der Iberischen Halbinsel verzeichnen dabei die beiden atlantisch geprägten Regionen Portugals, wobei die südliche Region um Beja unter RCP4.5, die nördliche Region um Barcelos unter RCP8.5 geringere Rückgänge bei Q90 und Q95 aufweist (vgl. Anhang G, Abb. G 1, 4). Möglicherweise kann diese unterschiedliche Entwicklung auf die langsamere Erwärmung der Wassermassen gegenüber der Atmosphäre zurückgeführt werden (IPCC 2013a), wodurch die Verdunstung über den Meeresoberflächen langsamer ansteigt als die Fähigkeit der Atmosphäre, Wasser zu speichern. Durch die bis zum Ende des 21.Jhs. stetig zunehmenden Temperaturen der Atmosphäre unter RCP8.5 kann diese Diskrepanz nicht ausgeglichen bzw. vermindert werden, sodass eine Sättigung der Luftmassen seltener erreicht wird. In der Folge kommt es in der Region um Beja, in der Niederschlagsextreme zu dieser Jahreszeit aufgrund des geringen Einflusses der Westwindströmung überwiegend auf den Anteil des niederschlagsfähigen Wassers in der Atmosphäre angewiesen sind, zu einer stärkeren

Abnahme als in den nördlicheren Regionen. Im Gegensatz dazu sind die Abnahmen unter RCP4.5, bei welchem eine Stabilisierung des Strahlungsantriebs vor dem Ende des 21.Jhs. erreicht wird, im Süden geringer, da sich die Diskrepanz zwischen Verdunstung über dem Atlantik und der Speicherfähigkeit von Wasser der Atmosphäre ab der Mitte des 21.Jhs. langsam verringert.

Diese Annahme würde auch die zeitliche Entwicklung von Q90 und Q95 in der Region um Beja unter RCP4.5 erklären, da anhand der instationären Modelle die geringste Niederschlagsintensität gegen Mitte des 21.Jhs. projiziert wird, gefolgt von einem leichten Anstieg bis zum Ende des 21.Jahrhunderts. Kommt es allerdings zu einer Sättigung der Luftmassen, können die Niederschläge in dieser Region durchaus extrem ausfallen, sodass es über das gesamte 21.jh. hinweg zu einer Zunahme von Q99 der Station Beja kommt. Das Niederschlagsverhalten an der Station Barcelos im Norden Portugals ist dagegen überwiegend durch den Einfluss der Westwindströmung geprägt, sodass sich hier die polwärtige Verlagerung der Hauptzyklonenzugbahn in einer stetigen Abnahme aller Quantile bis zum Ende des 21.jhs. äußert. Allerdings zeichnet sich auch hier eine abweichende Entwicklung zwischen RCP4.5 und RCP8.5 ab. Während die Quantile unter RCP4.5 die stärksten Abnahmen bis Mitte des 21.Jhs. erfahren kommt es unter RCP8.5 vor allem in der zweiten Hälfte des 21.Jhs. zu einem starken Rückgang der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile. Der hier beschriebene Prozess ist allerdings nur eine mögliche Erklärung für die Entwicklung der Niederschlagsextreme in den beiden westlichen Regionen und deshalb als rein spekulativ einzustufen. Um die tatsächlichen Ursachen für die zeitliche Entwicklung der Quantile zu ergründen, müsste eine ausführliche Analyse der in den Modellläufen vorliegenden Zirkulation durchgeführt werden.

Der stärkste Rückgang im westlichen Mittelmeerraum ist in dieser Jahreszeit bei den beiden zentral gelegenen Stationen Valladolid (vgl. Anhang F, G, Abb. 5) im Norden und Sevilla (vgl. Anhang F, G, Abb. 3) im Süden unter RCP8.5 zu beobachten. GAO ET AL. (2006) verweisen darauf, dass im Herbst der Einfluss von südlichen bis südöstlichen Wetterlagen unter dem anthropogen verstärkten Treibhauseffekt zunimmt. Im Zusammenspiel mit der nördlicheren Lage der Zyklonenzugbahn und der daraus resultierenden Abnahme von westlichen Wetterlagen, sind diese Maxima in den zentralen Bereichen

der Iberischen Halbinsel zu erklären. Die Stationen Sevilla und Valladolid, deren generelle Niederschlagsentwicklung durch allochthone Luftmassen aus dem Bereich des Atlantiks geprägt wird (vgl. Abschnitt 5.5.1), liegen jeweils nordwestlich von Gebirgszügen und somit im Leebereich bei einer vorherrschenden südlichen bis südwestlichen Luftströmung. Durch die Abnahme von westlichen Wetterlagen sowie dem Lееffekt bei zunehmenden süd- bis südwestlichen Wetterlagen kommt es hier vor allem unter RCP8.5 zu den stärksten Abnahmen der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantilen kommt.

In den beiden östlichen Regionen Soria und Alicante kommt es über das 21. Jh. hinweg zu den stärksten Abnahmen bei dem saisonalen Niederschlagsmaxima ($\sim Q99$). Während Soria noch zum Teil unter dem Einfluss der Westwinddrift steht, sind die niederschlagsgenerierenden Prozesse in der Region Alicante weitestgehend von dieser entkoppelt (vgl. Abschnitt 5.5.1). In beiden Regionen treten bei der Niederschlagsentwicklung vermehrt Wetterlagen mit einer östlichen Strömungskomponente in den Vordergrund, sodass eine Zunahme östlicher bis südöstlicher Wetterlagen unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt zu dieser Jahreszeit einen Anstieg der Niederschlagsquantile hervorrufen müsste. CORTESI ET AL. (2014) verweisen allerdings darauf, dass diese Wetterlagen in den beiden Regionen nur bedingt zu Niederschlägen führen. Einerseits beschränken sich die Niederschläge überwiegend auf die östlichen Küstenbereiche, infolgedessen die Niederschläge mit zunehmender Entfernung zum Mittelmeer abnehmen. Andererseits können diese Wetterlagen nur für Niederschläge sorgen, wenn der dominierende Charakter des Azorenhochs in den Hintergrund rückt. Dadurch, dass infolge des Klimawandels sowohl eine räumliche Ausdehnung als auch eine zeitlich länger andauernde Persistenz des Azorenhochs erwartet wird, werden die niederschlagsgenerierenden Eigenschaften vor allem zu Beginn des Herbsts weitestgehend unterdrückt, was zu einer Abnahme der Niederschlagsintensität über alle Quantile hinweg in den beiden Regionen führt.

Ein Beispiel, bei dem diese südlichen bis südöstlichen Wetterlagen im Herbst zu einer teils starken Zunahme der untersuchten Quantile führen, ist die Station Tortosa an der nordspanischen Mittelmeerküste. Aufgrund ihrer Lage äußert sich hier die Zunahme der östlichen bis südöstlichen Wetterlagen in einer Zunahme der Niederschlagsintensität

oberhalb der untersuchten Quantile. Sobald sich das Azorenhoch über der Iberischen Halbinsel im Herbst langsam in Richtung Südwesten verlagert, ist der Nordosten Spaniens die erste Region, die aus dessen Einflussbereich fällt. In der Folge können feuchte Luftmassen aus dem Bereich des Mittelmeers durch die vorherrschende östliche Strömung in den Küstenbereich verlagert werden und zu teils unwetterartigen Niederschlägen führen. Die steigenden Oberflächentemperaturen des Mittelmeers und die daraus resultierende höhere Verdunstung scheinen für die Zunahme von Niederschlagsextremen in dieser Region verantwortlich zu sein.

In den nördlichen Regionen des zentralen Mittelmeerraums kommt es im Herbst, wenn im jahreszeitlichen Verlauf generell die höchste Niederschlagsintensität oberhalb von Q90 vorliegt, zu unterschiedlichen Entwicklungen der Quantile. Dabei verzeichnen die beiden westlichen Regionen um Bologna und Mantova (vgl. Anhang E-G, Abb. 11, 16) einen deutlich stärkeren Anstieg als die beiden östlichen Regionen Gospic und Lastovo (vgl. Anhang E-G, Abb. 12, 14) entlang der dalmatinischen Adriaküste. Während die Region um Mantova auf der Alpensüdseite bis zum Ende des 21.Jhs. über alle Quantile hinweg signifikante Zunahmen unterliegt, sind im leeseitigen Bereich der Apenninabdachung unter RCP8.5 signifikante Abnahmen bei Q90 zu beobachten. Im Gegensatz dazu weisen die beiden kroatischen Stationen überwiegend Abnahmen bei der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile auf, wobei diese besonders unter RCP8.5 in Erscheinung treten. Unter RCP4.5 kommt es vor allem zu Beginn des 21.Jhs. noch zu einem Anstieg der Quantile, der jedoch überwiegend als nicht signifikant eingestuft wird und im weiteren Verlauf des 21.Jhs. in eine Abnahme übergeht. Signifikante Zunahmen sind in dieser Region lediglich unter RCP4.5 für Q95 zu verzeichnen, wobei die weiter südlich gelegene Station Lastovo auch unter RCP8.5 signifikante Zunahmen aufweist.

Eine ähnliche Entwicklung der Quantile zeigt sich auch auf der gegenüberliegenden Seite der Adria an der italienischen Station Brindisi (vgl. Anhang E-G, Abb. 21). Sowohl Q90 als auch Q99 sind hier gegen Ende des 21.Jhs. durch signifikante Abnahmen der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile geprägt, während ein signifikanter Anstieg bei Q95 zu beobachten ist. Lediglich zu Beginn des 21.Jhs. weisen Q90 und Q99

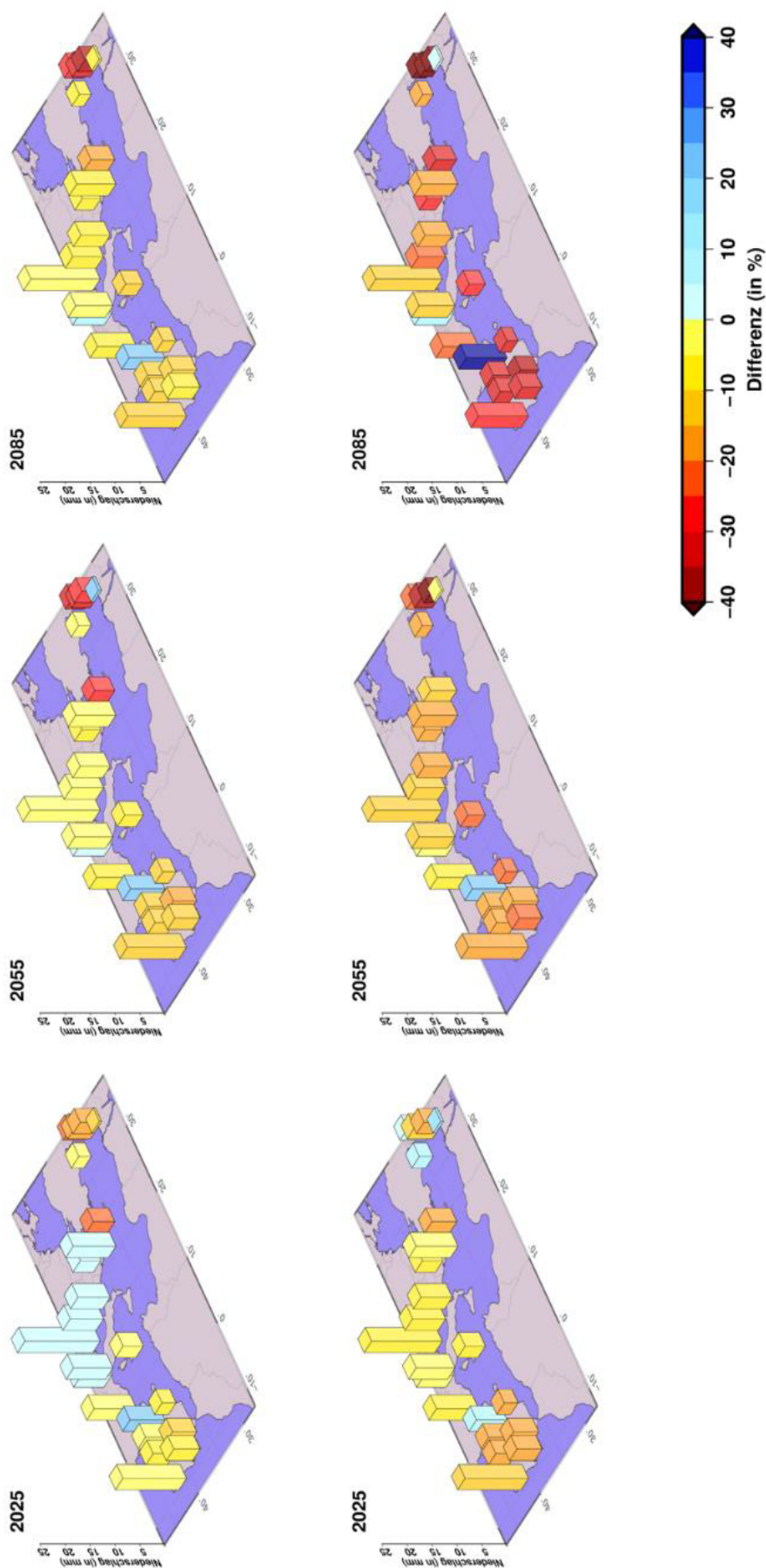


Abbildung 38: Überblick über die Abschätzung des 90. Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Herbst. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

unter RCP4.5 leichte Zunahmen auf, die allerdings im Schwankungsbereich der natürlichen Variabilität der zweiten Hälfte des 20.Jhs. liegen. Die beiden niedrigeren Quantile der Station Cagliari im Süden Sardinien sind vor allem durch signifikante Abnahmen geprägt (vgl. Anhang E-G, Abb. 23). Zunahmen sind in dieser Region lediglich für Q99 zu beobachten, wobei diese unter RCP4.5 nur zu Beginn, unter RCP8.5 bis Mitte des 21.Jhs. als signifikant eingestuft werden.

Die östlichen Stationen des zentralen Mittelmeerraums weisen dagegen einen nahezu einheitlichen zeitlichen Verlauf bei der Entwicklung der Niederschlagsquantile auf. Lediglich unter RCP4.5 kommt es über alle Quantile hinweg zu Beginn des 21.Jhs. zu einer leichten Zunahme der Niederschlagsintensität, die auf der Westseite des Peloponnes in der Region um Methoni oberhalb von Q95 sogar als signifikant erachtet werden kann (vgl. Anhang E-G, Abb. 19). Generell fallen die Abnahmen an dieser Station, im Gegensatz zu den anderen beiden griechischen Stationen, die insgesamt den stärksten Rückgang im gesamten zentralen Mittelmeerraum zu verzeichnen haben, deutlich geringer aus.

Die unterschiedliche Entwicklung im nördlichen Teil des zentralen Mittelmeerraums ist möglicherweise auf eine Kombination aus unterschiedlichen Prozessen zurückzuführen. Durch die stärkere polwärtige Ausdehnung der subtropischen Hochdruckzellen kommt es in dieser Region erst verspätet zu den typischen synoptischen Situationen, die zu dieser Jahreszeit für die Niederschlagsgenerierung verantwortlich sind. Aufgrund der länger anhaltenden Persistenz der subtropischen Hochdruckzellen, können kalte Polarluftmassen zu Beginn der Saison nicht bis in den Bereich der Adria vordringen, so dass eine Zyklonogenese erst zu einem späteren Zeitpunkt stattfinden kann. Somit verschiebt sich der Beginn der Niederschlagsperiode während des 21.Jhs. im jahreszeitlichen Verlauf zunehmend nach hinten, wodurch die generellen Abnahmen von Q90 in den nördlichen Regionen erklärt werden könnten. Sobald der Einfluss des Azorenhochs allmählich abnimmt und die Zyklonogenese langsam einsetzt, sind die Unterschiede zwischen den warmfeuchten Luftmassen der Poebene und den kalten Polarluftmassen, die durch den Rhone-Graben in den Golf von Genua strömen, wesentlich stärker ausgeprägt, als unter den rezenten Klimabedingungen. Da infolge des anthropo-

gen verstärkten Klimawandels sowohl die polaren Kaltluftmassen als auch die warmfeuchten Luftmassen des Mittelmeerraums generell höhere Temperaturen aufweisen, könnte der Unterschied im Feuchtegehalt der Luftmassen für die Intensivierung der Niederschläge ausschlaggebend sein. Aufgrund der stärkeren Verdunstung über dem Mittelmeer weisen die autochthonen Luftmassen der Poebene eine wesentlich höhere spezifische Feuchte auf, sodass im weiteren Verlauf mehr niederschlagsfähiges Wasser zur Verfügung steht. In der Folge kommt es, sobald sich über dem Golf von Genua eine Zyklone gebildet und eine aufwärts gerichtete Strömung initialisiert hat, zu einer Intensivierung der Niederschläge, wodurch der Anstieg oberhalb von Q95 an den beiden norditalienischen Stationen erklärt werden könnte.

Im Zusammenhang mit dem fördernden Einfluss der Topographie könnte der höhere Feuchtegehalt der Luftmassen in der Poebene auch für die Unterschiede bei Q90 der Stationen Bologna und Mantova verantwortlich gemacht werden. Infolge von konvektiven Prozessen im Luvbereich des süditalienischen Voralpenlandes kommt es in der Region Mantova bis zum Ende des 21. Jhs. zu einer Zunahme bei Q90 von über 6% (RCP4.5, RCP8.5), während die Station Bologna im leeseitigen Bereich des Apennins Abnahmen von über 10% (RCP8.5) vorweist. Eine eigenständige Zyklone kann sich in dieser Region allerdings nur dann bilden, wenn unterstützende Einflüsse der oberen Troposphäre zum Beispiel in Form eines Höhentrogs vorliegen (vgl. Abschnitt 5.5.2). Aufgrund des nur langsam zurückweichenden Azorenhochs kann sich ein Höhentrog in dieser Region möglicherweise erst zu einem späteren Zeitpunkt etablieren, sodass diese Unterstützung über weite Strecken des Herbsts nicht gegeben ist. Folglich besitzen die Zyklonen nur eine begrenzte Lebensdauer und eine Verlagerung in Richtung Osten findet nur bedingt statt, sodass die Regionen an der dalmatinischen Adriaküste erst zu einem späteren Zeitpunkt Niederschläge durch diese Zyklonen empfangen. Dadurch würden sich die Abnahmen an den beiden Stationen Gospic und Lastovo erklären lassen. Während an den norditalienischen Stationen Zunahmen von bis zu 17.3% zu beobachten sind, kommt es im Herbst in der Region um Gospic gegen Mitte des 21. Jhs. zu einem maximalen Anstieg von 4.8% (Q95, RCP4.5) und an der Station Lastovo bis zum Ende des 21. Jhs. zu einer maximalen Zunahme von 11.2% (Q95, RCP8.5).

Für die beiden Niederschlagsregionen, deren Referenzstationen im süditalienischen Bereich liegen, kommt es bei der Mehrheit der untersuchten Quantilen zu einem Rückgang der Niederschlagsintensität. Lediglich Q99 in der Region Cagliari sowie Q95 in der Region Brindisi sind durch signifikante Zunahmen gekennzeichnet. Insgesamt wirkt sich in beiden Regionen die verzögerte Verlagerung der Westwinddrift infolge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts negativ auf die Niederschlagsentwicklung oberhalb der untersuchten Quantile aus. Die Zunahme der Niederschlagsintensität oberhalb von Q99 in der Niederschlagsregion NR-22 ist vermutlich auf die gleichen Wetterlagen zurückzuführen, die auch für eine Zunahme der Quantile in der nordöstlichen Küstenregion der Iberischen Halbinsel verantwortlich sind. Sowohl die Station Perpignan als auch die Referenzstation Cagliari weisen eine Exposition auf, die von einer Zunahme südlicher bis östlicher Wetterlagen hinsichtlich der Niederschlagsentwicklung profitieren würden. Da sich die Verlagerung der Westwinddrift allerdings erst mit einer zeitlichen Verzögerung von Westen her durchsetzt, gehen diese Wetterlagen nicht zwangsläufig mit Niederschlägen einher. Wenn es in dieser Region zu Niederschlägen kommt, fallen diese durch den erhöhten Wassergehalt zuweilen extremer aus. In der Folge sind bei den beiden niederen Quantilen signifikante Abnahmen von bis zu 27% (RCP8.5, Q90) zu beobachten, während das 99.Niederschlagsquantil leichte Zunahmen verzeichnet, wobei diese bei RCP4.5 nur zu Beginn, bei RCP8.5 bis Mitte des 21.Jhs. als signifikant eingestuft werden können.

In der Region Brindisi zeigt sich die gleiche Entwicklung wie bei der etwas weiter nördlich gelegenen Station Lastovo, wobei die Zunahmen mit 27.9% (15.8%) unter RCP8.5 (RCP4.5) bei Q95 deutlich größer sind. Die Abnahmen bei den beiden anderen Quantilen weisen dagegen ein gegensätzliches Bild auf. Während die Abnahmen bei Q90 an der Station Brindisi etwas geringer ausfallen als bei NR-14/12, sind diese bei Q99 bei beiden RCPs mehr als doppelt so hoch. Drei mögliche Ursachen können als Erklärung für die unterschiedliche Entwicklung der Quantile im Bereich der südlichen Adria verantwortlich gemacht werden, wobei zwei davon klimatischer Natur sind. Zum einen können auch hier Wetterlagen, die eine südliche bis südöstliche Strömungskomponente aufweisen, genauso wie bei der Niederschlagsregion NR-22 für die Zunahme bei Q95 verantwortlich gemacht werden. Die Winde, die aus dem Bereich der Sahara über das

Mittelmeer wehen, können über dem Mittelmeer Feuchtigkeit aufnehmen und im Südstau des Apennins für teils heftige Niederschläge sorgen (vgl. Abschnitt 5.5.2). Aufgrund der länger andauernden Persistenz der subtropischen Hochdruckzellen, führen diese Wetterlagen jedoch erst zu einem späteren Zeitpunkt in der Saison zu ergiebigen Niederschlägen. Zum anderen könnten sich in diesem Bereich auch Ausläufer der Zyklonen des nördlichen Mittelmeerraums bemerkbar machen, wenn deren Zugbahn eine stärker nach Süden gerichtete Komponente aufweist.

Diese Entwicklung bei den Quantilen, bei der es zu einer Zunahme von Q95 bei gleichzeitiger Abnahme der beiden anderen Quantilen kommt, ist zwar möglich, aber dennoch sollte an dieser Stelle aufgrund des ungewöhnlichen Verlaufs ein Blick auf das Modell-Setup geworfen werden. Hier erweist sich die Prädiktorenauswahl als eine mögliche dritte Ursache für die gegenläufige Entwicklung der Quantile. Die Projektionen für Q90 und Q99 stützen sich bei diesen beiden Stationen jeweils auf die relative Feuchte, während die Abschätzungen des 95. Niederschlagsquantils auf der spezifischen Feuchte basieren. Aufgrund der höheren Wasserspeicherkapazität von Luftmassen, die mit einem Temperaturanstieg durch den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt einhergeht, könnte es hier theoretisch zu einer Abnahme der relativen Feuchte kommen, obwohl die spezifische Feuchte ansteigt. Dies hat zur Folge, dass die Abschätzungen, denen die relative Feuchte als Prädiktor zugrunde liegt, einen Rückgang der Niederschlagsquantile projizieren, während es unter der Berücksichtigung der spezifischen Feuchte als Prädiktor zu einer Zunahme kommt. Die Projektionen für Stationen, die aufgrund von unterschiedlichen thermodynamischen Prädiktoren eine gegenläufige Entwicklung aufweisen, sollten folglich mit Vorsicht betrachtet werden.

Für die östlichen Stationen des zentralen Mittelmeerraums ist über das gesamte 21. Jh. eine Abnahme der Niederschlagsintensität zu beobachten. Dabei zeigt sich, dass die relativen Abnahmen unter RCP8.5 bei allen drei Stationen mehr als doppelt so hoch sind wie unter RCP4.5, wobei die größten Veränderungen unter Q90 vorliegen. Die Station Chania auf Kreta verzeichnet bei diesem Quantil bis zum Ende des 21. Jhs. eine Abnahme von über 30% (vgl. Anhang G, Abb. G 13). Die geringsten Abnahmen bei den griechischen Stationen sind, wie bereits erwähnt, auf der Westseite des Peloponnes zu beobachten,

an der der Rückgang unter RCP8.5 bei Q90 lediglich 17.8% beträgt. Der hier zu erwartende Rückgang scheint auf die verzögerte äquatorwärtige Verlagerung der Westwind-drift zurückzuführen zu sein, die sich insbesondere an den westexponierten Stationen in den südöstlichen Regionen bemerkbar macht.

Im östlichen Mittelmeerraum sind zu dieser Jahreszeit die stärksten relativen Abnahmen im gesamten Mittelmeerraum zu beobachten. An der Station Beer Sheva kommt es unter RCP8.5 bei Q95 bis zum Ende des 21.Jhs. zu einer Abnahme der Niederschlagsintensität von über 70%, während Q90 in dieser Region zu Beginn des 21.Jhs. sogar einen Anstieg von über 18% gegenüber des MHRs vorweist (vgl. Anhang G, Abb. G 7). Auch bei anderen Stationen kann unter RCP8.5 in der Periode 2025 ein leichter Anstieg verzeichnet werden, wobei diese Zunahme in keinem Fall außerhalb des Schwankungsbereichs der historischen Modellläufe liegt. Im Gegensatz dazu können die Abnahmen bis zum Ende des 21.Jhs. bei allen Stationen des östlichen Mittelmeerraums als signifikant eingestuft werden. Dabei zeigt sich, dass die relativen Abnahmen bei den weiter nördlich bzw. westlich gelegenen Stationen bei Q90 niedriger ausfallen, als bei den Stationen im Südosten der Levante-Region, wobei der geringste Rückgang unter RCP4.5 (RCP8.5) mit 8.9% (19.2%) an der Station Limassol auf Zypern beobachtet werden kann (vgl. Anhang G, Abb. G 6). Mit zunehmenden Quantil kehrt sich dieser Gradient um, sodass bis zum Ende des 21.Jhs. die stärksten Veränderungen bei Q99 ebenfalls in der Region um Limassol projiziert werden. Darüber hinaus zeichnet sich im Laufe des 21.Jhs. auch eine unterschiedliche zeitliche Entwicklung von Q90 sowie Q95 bei den nördlichen und südlichen Stationen der Levante-Region unter RCP4.5 ab. Während bei den südlicheren Stationen Jerusalem und Beer Sheva eine stetige Abnahme der Niederschlagsquantile über das gesamte 21.Jh. hinweg zu beobachten ist (vgl. Anhang E, Abb. E 7, 15), liegen die Minima der beiden Stationen Safed und Tel Aviv in der Mitte des 21.Jhs. vor (vgl. Anhang E, Abb. E 2, 9). Eine komplett unterschiedliche Entwicklung zeichnet sich für die Region Limassol ab. Hier kommt es gegen Mitte des 21.Jhs. zu einem leichten Anstieg der Niederschlagsintensität, bevor die niedrigsten Werte in der Periode 2085 erreicht werden.

Wie bei den östlichen Regionen des zentralen Mittelmeerraums, geht auch in dieser Region die Abnahme bei den Niederschlagsextremen einerseits auf das seltenere Auftreten von Zyklonen, andererseits auf die polwärtige Verlagerung der Zyklonenzugbahn

infolge der sich ausbreitenden Hadley-Zelle zurück. Damit einher geht eine simultane Verschiebung der Niederschlagsgebiete Richtung Norden. Außerdem stellten BLACK ET AL. (2010) einen Zusammenhang zwischen der Zyklonenaktivität im nördlichen Mittelmeerraum und dem Niederschlagsverhalten in der Levante-Region fest. In Jahren, in denen eine erhöhte Zyklonenaktivität im nördlichen Mittelmeerraum vorliegt, ist mit einem verstärkten Rückgang der Niederschläge in Israel zu rechnen. Eine Region, die infolge der Ausdehnung der Hadley-Zelle von einer Zunahme der mittleren Niederschläge profitiert, ist der äußerste Südosten des Mittelmeerraums. Dies ist darauf zurückzuführen, dass sich dadurch der Einflussbereich eines aktiven Red Sea Troughs nach Norden ausweitet, wodurch feucht-tropische Luftmassen in dieser Region das Auftreten von Niederschlagsereignissen begünstigen (SEIDEL ET AL. 2008). Darüber hinaus machen ALPERT ET AL. (2008) die Ausprägung eines aktiven RSTs auch für eine Zunahme von Niederschlagsextremen im südöstlichen Mittelmeerraum verantwortlich. Allerdings führen die Autoren an, dass sich Zunahmen vor allem oberhalb von Q95 in der gesamten Levante-Region ereignen, während die hier vorliegenden Analysen lediglich eine Zunahme der Niederschlagsintensität von Q90 an den Stationen Safed zu Beginn, und an der Station Beer Sheva bis zum Ende des 21. Jhs. verzeichnen. Die Ergebnisse des stationären Modellansatzes weisen somit größere Übereinstimmungen mit den Projektionen von HERTIG ET AL. (2012) auf, die für den südöstlichen Mittelmeerraum generelle Abnahmen oberhalb von Q95 aufweisen.

8.4.2.2 Entwicklung zukünftiger Niederschlagsextreme im Winter

Im Winter zeichnet sich im westlichen Mittelmeerraum ein stark heterogenes Bild der Niederschlagsentwicklung oberhalb der untersuchten Quantilen ab, wobei generell mehr Quantile durch Abnahmen als durch Zunahmen geprägt sind. Allgemein betrachtet fallen diese Abnahmen zu dieser Jahreszeit jedoch wesentlich geringer aus als im Herbst. Auffallend ist, dass auch hier einige Stationen bei den unterschiedlichen Quantilen eine gegensätzliche Entwicklung aufweisen. Dies betrifft einerseits die beiden Regionen um Sevilla im Süden Spaniens und Perpignan am Fuß der französischen Pyrenäen, in denen signifikante Zunahmen für Q90 projiziert werden, während die beiden anderen Quantile

teils signifikanten Abnahmen aufweisen (vgl. Anhang E-G, Abb. 3, 22). Andererseits liegen für die Region Valladolid im Nordwesten und die Region Alicante im Südosten Spaniens ein signifikanter Anstieg von Q95, und teils signifikante Abnahmen bei den beiden anderen Quantilen vor (vgl. Anhang E-G, Abb. 5, 18). Ein quantilübergreifender Rückgang ist lediglich bei der Station Beja im Süden Portugals und der Station Tortosa im Nordosten Spaniens zu beobachten, wobei dieser v.a. bei Q90 als nicht signifikant erachtet werden kann (vgl. Anhang E-G, Abb. 4, 10). Eine überwiegend einheitliche Zunahme der Niederschlagsextreme zeichnet sich lediglich in der Region um Nîmes ab, in der die beiden Quantile Q90 und Q95 eine signifikante Zunahme gegenüber der zweiten Hälfte des 20. Jhs. aufweisen, während die Veränderungen von Q99 je nach RCP einen unterschiedlichen Verlauf nehmen und sich innerhalb der Spannbreite der natürlichen Variabilität befinden (vgl. Anhang E-G, Abb. 8). Der Nordwesten Portugals um die Station Barcelos weist hingegen keine signifikanten Veränderungen gegenüber dem MHR auf. Hier kommt es je nach betrachtetem Quantil und vorliegendem RCP über das 21. Jh. hinweg zu unterschiedlichen Entwicklungen der Niederschlagsextreme (vgl. Anhang E-G, Abb. 1).

Durch diesen heterogenen Charakter der Entwicklung von Niederschlagsextremen im westlichen Mittelmeerraum lassen sich zu dieser Jahreszeit nur bedingt Aussagen über mögliche Ursachen treffen. Dies zeigt sich insbesondere an der Station Alicante, für die einerseits starke Abnahmen für Q90 und Q99, und andererseits Zunahmen von knapp 18% für Q95 bis zum Ende des 21. Jhs. projiziert werden. Eine ähnliche Entwicklung ist auch bei den beiden Stationen Valladolid und Perpignan zu beobachten. Wie bereits für den zentralen Mittelmeerraum im Herbst, kann diese Entwicklung auf die unterschiedlichen thermodynamischen Prädiktoren zurückgeführt werden, die bei der Modellerstellung berücksichtigt werden. Auch hier projiziert der instationäre Modellansatz unter Berücksichtigung der spezifischen Feuchte Zunahmen der entsprechenden Niederschlagsquantile, während den Projektionen, die auf der relativen Feuchte basieren, eine Abnahme zugrunde liegt. Zusätzlich könnte sich im Winter die Qualität der Modelldaten negativ auf die Projektionen auswirken. Aus Abbildung 29 geht hervor, dass die Hauptkomponenten der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau sowie der spezifische

Feuchte auf beiden Niveaus im Winter die geringsten Übereinstimmungen mit den Variationszentren des NCEP/NCAR-Reanalysedatensatzes aufweisen. Die niedrigsten Werte treten somit bei dem Prädiktor auf, der an diesen drei Stationen für die Abschätzungen der Niederschlagsquantile im Winter herangezogen wird.

Durch die äquatorwärtige Verlagerung der Westwinddrift verlagert sich auch die Trennlinie zwischen Niederschlagsabnahmen und -zunahmen Richtung Süden, sodass der nördliche Bereich der Iberischen Halbinsel zu dieser Jahreszeit überwiegend durch einen Anstieg der Niederschläge gekennzeichnet ist (GIORGI & LIONELLO 2008). Zudem dominieren im westlichen Mittelmeerraum Wetterlagen mit einer westlichen Strömungskomponente, sodass es vor allem auf den Luv-Seiten von Gebirgen und entlang der windzugewandten Küsten zu einer Zunahme der Niederschläge kommt (GAO ET AL. 2006). Unterstützt wird diese Annahme durch die Analysen von TRIGO & PALUTIKOF (2001), die zu dieser Jahreszeit einen Anstieg für die westlichen Teilbereiche der Iberischen Halbinsel projizieren. Auch bei den hier vorliegenden Analysen des instationären Modellansatzes kommt es in den nord- bis nordwestlichen Bereichen der Iberischen Halbinsel überwiegend zu einer Zunahme der verschiedenen Niederschlagsquantile, wobei diese in den meisten Fällen im Bereich der natürlichen Variabilität der historischen Modelle liegt und somit nicht signifikant ist. Signifikante Veränderungen gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs. werden lediglich für Q95 der Station Valladolid projiziert, an der es bis zum Ende des 21.Jhs. zu einer Zunahme der Niederschlagsintensität von bis zu 9.6% kommt (vgl. Abb. 39).

Im Süden und Osten der Iberischen Halbinsel weisen die Niederschlagsregionen dagegen mehrheitlich signifikante Abnahmen auf, wobei die stärksten Abnahmen für Q90 und Q95 an der Station Tortosa, für Q99 in der Region um Alicante unter RCP8.5 zu beobachten sind (vgl. Abb. 39). PAETH & HENSE (2005) vermuten, dass sich die NAO im Verlauf des 21.Jhs. aufgrund der Ausdehnung des Azorenhochs in Richtung Nordost verstärken wird, wodurch sich die signifikanten Abnahmen über Spanien erklären lassen. Eine Folge des zunehmenden Druckgradienten zwischen Azorenhoch und Islandtief wäre, dass die Westwinddrift im Winter einen vermehrt zonalen Charakter aufweist und Ost- bzw. Südostwetterlagen, die überwiegend mit einer meridionalen Ausprägung in Verbindung gebracht werden, seltener auftreten. Da die Niederschlagsentwicklung an

diesen beiden Stationen jedoch maßgeblich von Wetterlagen mit einer östlichen bis süd-östlichen Strömungskomponente abhängig ist (vgl. Abschnitt 5.5.1), kommt es in der Region Tortosa bei Q90 zu Abnahmen von bis zu 30% sowie von bis zu 12% bei Q99 an der Station Alicante.

Die beiden Niederschlagsregionen entlang der französischen Mittelmeerküste weisen eine gegensätzliche Entwicklung von Q95 und Q99 auf, während Q90 sowohl in der Region um Perpignan als auch an der Station Nimes eine signifikante Zunahme der Niederschlagsintensität verzeichnet (vgl. Anhang E-G, Abb. 8, 22). Die Abnahmen an der Station Perpignan lassen sich ebenfalls anhand einer zunehmenden zonalen Ausrichtung der Westwinddrift erklären, da einerseits die feuchten Luftmassen aus westlichen Richtungen aufgrund der Barrierewirkung der Pyrenäen nicht bis in die Region um Perpignan vordringen können und andererseits die Anzahl an Tagen mit einer meridionalen Ausprägung der Zirkulation abnimmt. Eine meridionale Ausprägung der Westwinddrift ist in dieser Region jedoch hauptverantwortlich für den größten Teil der Niederschläge. Im Gegensatz dazu kommt es im Bereich der Station Nimes vor allem bei Q90 und Q95 gegen Ende des 21.Jhs. zu einer signifikanten Zunahme der Niederschlagsintensität. Im Vergleich zu Perpignan spielen hier Abschattungseffekte gegenüber einer vermehrt zonal ausgeprägten Westwinddrift lediglich eine untergeordnete Rolle, da die Distanz zu den Pyrenäen wesentlich größer ist. Zudem liegt die Region um Nimes bei ausgeprägten Westwetterlagen direkt im Anströmbereich der Provenzalischen Voralpen, sodass hier Luveffekte für die Zunahme der Niederschlagsintensität oberhalb von Q90 und Q95 verantwortlich sein könnten. LIONELLO & GIORGI (2007) verweisen darauf, dass es infolge des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts zu einer erhöhten Zyklonenaktivität im westlichen Mittelmeerbereich kommt, wodurch der Anstieg der mittleren Niederschläge in dieser Region begründet wird. Möglicherweise kommt es aufgrund der zunehmenden Zyklonenaktivität in Verbindung mit einer zonalen Ausprägung der Westwinddrift auch zu Verschiebungen oberhalb von Q90, sodass der Anstieg der Niederschlagsintensität in der Region um Nimes anhand dieser Prozesse zurückgeführt werden kann.

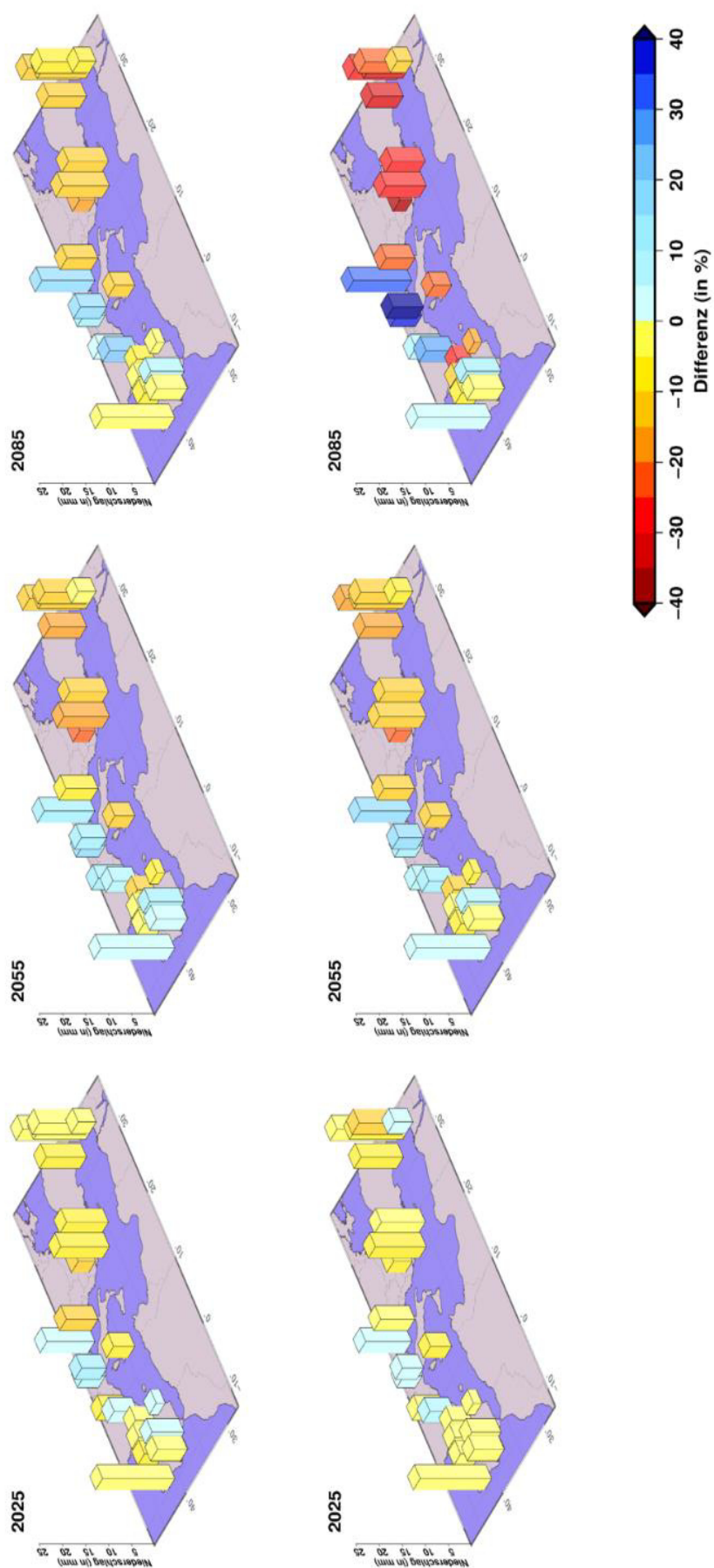


Abbildung 39: Überblick über die Abschätzung des 90. Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Winter. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

Die erhöhte Zyklonenaktivität über dem nordwestlichen Teil des Mittelmeers hat dabei auch Auswirkungen auf den gesamten nördlichen Teil des Mittelmeerraums, infolgedessen bei der norditalienischen Station Bologna und der Region um Gospic in Kroatien sowie teilweise an den Stationen Mantova und Lastovo erhöhte Quantile zu beobachten sind (vgl. Abb. 39 und Anhang H, Abb. H 5, 6). GAO ET AL. (2006) führen dies darauf zurück, dass sich der zunehmende Einfluss der Westwinddrift bis über den nördlichen Balkan erstreckt, wodurch die Zyklonen mit der Höhenströmung in diese Region verlagert werden und entlang der Zugbahn für ergiebige Niederschläge sorgen. Während die nördlichen Regionen zu dieser Jahreszeit von einer Zunahme infolge der polwärtigen Verlagerung der Westwinddrift und der erhöhten Zyklonenaktivität im westlichen Mittelmeerbereich profitieren, kommt es in den südlicheren Regionen aufgrund des wachsenden Einflusses der subtropischen Hochdruckzellen zu einer Abnahme bei den untersuchten Quantilen. Darüber hinaus verweisen LIONELLO & GIORGI (2007) darauf, dass es infolge des Klimawandels im östlichen Mittelmeerbereich zu einer Abnahme der Zyklonenaktivität kommt. Somit sind die südöstlichen Regionen des zentralen Mittelmeerraums in zweierlei Hinsicht von Prozessen betroffen, die zu einer Abnahme bei der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile führt. Bis auf Q95 der Station Larissa in der Region Thessalien weisen alle Niederschlagsregionen über alle Quantile hinweg sowohl unter RCP4.5 als auch unter RCP8.5 eine signifikante Abnahme der Niederschlagsintensität gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs. auf. Der stärkste Rückgang (absolut und relativ) ist dabei unter RCP8.5 an der Station Chania auf Kreta im äußersten Südosten des zentralen Mittelmeerraums für das 99.Niederschlagsquantil zu beobachten (vgl. Anhang F-G, Abb. 13). Somit zeigt sich im Winter insgesamt ein starker Gradient bezüglich der relativen und absoluten Veränderungen zwischen dem nordwestlichen und den südöstlichen Bereichen des zentralen Mittelmeerraums, wobei die maximalen Zugewinne entlang der Ligurischen Küstenregion, die maximalen Abnahmen im Bereich von Kreta zu beobachten sind. Eine ähnliche Entwicklung liegt auch in den beiden Übergangsjahreszeiten vor, allerdings ist der Gradient im Winter deutlich stärker ausgeprägt.

Bis auf die Station Lastovo im Süden Kroatiens übertreffen die relativen Zugewinne der Stationen im Norden des zentralen Mittelmeerraums sogar die Zunahmen in den beiden

Übergangsjahreszeiten (siehe Anhang H). So weist die Region um Bologna unter RCP8.5 bis zum Ende des 21.Jhs. einen Anstieg bei Q90 von 46.5%, die Station Gaspic einen Zu-
gewinn von über 32% und die Station Mantova eine um 36% erhöhte Niederschlagsin-
tensität gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs. auf (vgl. Anhang G, Abb. 11, 12, 16).
Auch in dieser Region scheint die Prädiktorenauswahl einen erheblichen Einfluss auf die
Abschätzungen der Niederschlagsquantile auszuüben. Bei den beiden norditalienischen
Stationen Bologna und Mantova kommt es genauso wie im westlichen Mittelmeerraum
zu Abnahmen der Niederschlagsintensität, wenn die relative Feuchte bei der Modeller-
stellung berücksichtigt wird. Infolgedessen ist in der Region um Bologna bei Q99 unter
RCP8.5 eine signifikante Abnahme von 3.6%, an der Station Mantova sowohl bei Q95 als
auch bei Q99 von knapp über 10% zu beobachten. Dagegen zeichnet sich unter Berück-
sichtigung der spezifischen Feuchte eine Zunahme von 26-36% unter RCP8.5, und ein
Anstieg der Niederschlagsintensität von 10-19% unter RCP4.5 ab.

Bei den südlichen Regionen zeigt sich generell der bereits angesprochene Gradient von
West nach Ost, sodass die Region Cagliari im Südwesten über alle Quantile hinweg eine
etwas geringe Abnahme zu verzeichnen hat als die Niederschlagsregionen im Südosten
des zentralen Mittelmeerraums. Ausnahmen zeichnen sich lediglich für Q90 und Q95 an
der Station Chania auf Kreta, und bei Q95 in der Region um Larissa ab, wo der Rückgang
der Niederschlagsintensität etwas geringer ausfällt bzw. sogar ein leichter Anstieg zu
beobachten ist. Da im Bereich von Kreta unterschiedliche synoptische Systeme für Nie-
derschläge sorgen können (vgl. Abschnitt 5.5.2), liegt eine geringere Abhängigkeit von
einer bestimmten Wetterlage vor. Möglicherweise sind die etwas geringeren Abnah-
men, die im südwestlichen Teil des zentralen Mittelmeerraums bei Q90 und Q95 zu be-
obachten sind, darauf zurückzuführen. Die maximalen täglichen Niederschlagsmengen
in dieser Region stehen allerdings in Verbindung mit der Zyklonenaktivität im östlichen
Mittelmeerraum. Da über das 21.Jh. ein starker Rückgang der Zyklonenaktivität im öst-
lichen Mittelmeerraum projiziert wird (LIONELLO & GIORGI 2007) und die westlichen
Zyklonen vermutlich eine weiter nördlich verlaufende Zugbahn aufweisen, kommt es an
der Station Chania zu den stärksten absoluten Abnahmen der Niederschlagsintensität
oberhalb von Q99 im gesamten Mittelmeerbereich. Bis zum Ende des 21.Jhs. wird an-
hand des instationären Modellansatzes ein absoluter Rückgang von bis zu 16.1mm

(8.8mm) unter RCP8.5 (RCP4.5) abgeschätzt, was in etwa einer Abnahme von 38.2% (21.6%) gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs. bedeutet (vgl. Anhang F-G, Abb. 13).

Dass in der Region um Larissa zu dieser Jahreszeit ein Anstieg von Q95 zu beobachten ist, kann möglicherweise auf die überwiegend ostexponierte Lage zurückgeführt werden, wodurch die niederschlagsgenerierenden Prozesse weitestgehend von den Ausprägungen der Westwinddrift entkoppelt sind. LELIEVELD ET AL. (2012), die für den nördlichen Bereich der Türkei eine Zunahme der mittleren Niederschläge projizieren, führen dies auf eine erhöhte Evaporation über den Wasserflächen im östlichen Mittelmeer zurück. Kommt es infolge einer negativen Druckanomalie im Bereich von Zypern zu einer nach Nordwesten gerichtete Strömung über der Ägäis, gelangen diese feuchten Luftmassen in die Region um Larissa und können hier für einen Anstieg bei Q95 sorgen, der unter RCP4.5 gegen Ende des 21.Jhs. sogar signifikant ist. Die beiden anderen Quantile unterliegen dagegen über das gesamte 21.Jh. hinweg einer signifikanten Abnahme der Niederschlagsintensität. Dies kann möglicherweise auf die Zusammensetzung der Niederschlagsregion NR-17 zurückgeführt werden, da diese im Winter Stationen aus dem gesamten nördlichen Bereich Griechenlands umfasst und es in den verschiedenen Teilbereichen zu abweichenden Entwicklungen der Niederschlagsintensität kommt. OIKONOMOU ET AL. (2008) verzeichnen für die Küstengebiete im Bereich der Ägäis eine Zunahme der Niederschlagsintensität, während in den westlichen und zentralen Teilen des nördlichen Griechenlands Abnahmen beobachtet werden können. Somit besteht die Möglichkeit, dass Zunahmen in einem Teilbereich von NR-17 durch Abnahmen in einer anderen Region kompensiert werden. Insgesamt überwiegt in dieser Region jedoch ein Rückgang der Niederschlagsintensität, wobei der stärkste Rückgang mit knapp 40% für das 90.Niederschlagsquantil unter RCP8.5 verzeichnet wird (vgl. Anhang G, Abb. G 17).

Im östlichen Mittelmeerraum kommt es, unabhängig von der Wahl des RCPs und des betrachteten Quantils, bei allen Niederschlagsregionen bis zum Ende des 21.Jhs. zu einer Abnahme der Niederschlagsintensität. Im Gegensatz zu der Jahreszeit Herbst, für die eine stetige Abnahme der Quantile bis zum Ende des 21.Jhs. sowohl unter RCP4.5 als auch unter RCP8.5 zu beobachten ist, wird das Maximum bei RCP4.5 im Winter jeweils in der Mitte des 21.Jhs. erreicht. Zunahmen sind, wie bereits in der Jahreszeit Herbst, vereinzelt für Q95 an der Station Beer Sheva bis Mitte, und an der Station Tel Aviv zu

Beginn des 21.Jhs. zu beobachten, wobei dieser Anstieg jeweils im Schwankungsbereich der natürlichen Variabilität der historischen Modellläufe liegt. Die stärksten absoluten Abnahmen sind für Q90 und Q95 in den nördlichen Regionen Israels zu verzeichnen, während an der Station Jerusalem bei Q99 ein Rückgang von ca. 4.5mm bis zum Ende des 21.Jhs. zu beobachten ist. Die stärksten relativen Veränderungen liegen dagegen auf Zypern vor, wo das 95.Niederschlagsquantil unter RCP8.5 einen maximalen Rückgang bei der Niederschlagsintensität von über 33% aufweist.

Im Winter sind im Wesentlichen die gleichen Prozesse für die Niederschlagsentwicklung in dieser Region verantwortlich wie im Herbst. Aufgrund der generell höheren Quantilwerte im Winter fallen die relativen Abnahmen jedoch deutlich geringer aus als in den beiden Übergangsjahreszeiten, wenngleich der absolute Rückgang bei den untersuchten Niederschlagsquantilen zu dieser Jahreszeit Maximalwerte erreicht (siehe Anhang H). Dass an der Station Beer Sheva im Vergleich zum Herbst neben Q90 auch Q95 von Zunahmen geprägt ist, kann möglicherweise darauf zurückgeführt werden, dass es im Winter zu stärkeren Veränderungen hinsichtlich der Ausprägung aktiver RSTs kommt.

8.4.2.3 Entwicklung zukünftiger Niederschlagsextreme im Frühling

Im Vergleich zur Jahreszeit Herbst weitet sich das Gebiet im westlichen Mittelmeerraum, welches überwiegend durch Zunahmen bei den untersuchten Quantile geprägt ist, im Frühjahr von der Nordostküste Spaniens bis weit ins Landesinnere aus (siehe Abb. 40). Somit reicht dieses Gebiet von der im Westen gelegenen Niederschlagsregion NR-5 mit der Referenzstation Valladolid bis zur Niederschlagsregion NR-8 im Osten. Diese Unterschiede sind insbesondere oberhalb von Q95 zu beobachten, da das 90.Niederschlagsquantil im gesamten westlichen Mittelmeerraum durch Abnahmen geprägt ist. Ein interessanter Aspekt, der sich bei den beiden Stationen Valladolid und Soria gegen Ende des 21.Jhs. zeigt, ist die Verlagerung der maximalen Niederschlagsintensitäten von der Jahreszeit Herbst in den Frühling. Der größte relative Anstieg ist dabei an der Station Soria unter RCP8.5 für das 95.Niederschlagsquantil zu beobachten. Der Süden und Westen der Iberischen Halbinsel verzeichnet dagegen über das gesamte 21.Jh. hinweg bei allen Quantilen eine stetige Abnahme der Niederschlagsintensität, wobei die stärksten

relativen Abnahmen bei Q90 und Q95 im südwestlichen, bei Q99 im südöstlichen Teil der Iberischen Halbinsel vorliegen.

Eine mögliche Erklärung für die unterschiedliche Entwicklung zwischen den beiden Regionen besteht darin, dass die subtropischen Hochdruckzellen über das Jahr hinweg generell eine größere polwärtige Ausdehnung vorweisen. Wenn sich im Frühling die Westwinddrift in Richtung Norden verlagert, herrschen im Südwesten der Iberischen Halbinsel bereits zu einem früheren Zeitpunkt antizyklonale Bedingungen vor, während der Südosten erst später unter den Einfluss des Azorenhochs gelangt. Infolgedessen verzeichnen die Regionen im Südwesten bei allen Quantilen relativ starke Abnahmen bis zum Ende des 21. Jhs., wohingegen Abnahmen für die südöstlichen Regionen vor allem bei den saisonalen Niederschlagsmaxima zu beobachten sind. Allerdings besteht auch hier die Möglichkeit, dass die unterschiedliche Entwicklung bei Q90 eine Folge der Prädiktorensélection ist, da dieses Quantil an der Station Beja und Sevilla anhand der relativen Feuchte abgeschätzt wird, während in der Region um Alicante die spezifische Feuchte berücksichtigt wird. Die Station Sevilla weist dabei unter RCP8.5 mit 33.6% den stärksten Rückgang bei Q90 auf (vgl. Anhang G, Abb. G 3), während die stärksten Veränderungen bei Q95 in der Region um Beja vorliegen (RCP8.5: 35.1%; vgl. Anhang G, Abb. G 4). Der flächendeckende Rückgang von Q90 im westlichen Mittelmeerraum ist dabei charakterisiert durch Abnahmen, die umso geringer ausfallen, je weiter man sich vom Zentrum entfernt. So betragen die Abnahmen an der Nordostküste Spaniens nur noch knapp 10%, wohingegen in der Niederschlagsregion NR-8 unter RCP8.5 bereits leichte Zunahmen zu beobachten sind, die jedoch nicht als signifikant erachtet werden. Die Entwicklung des 90. Niederschlagsquantils kann als Indiz dafür angesehen werden, dass es insgesamt zu Abnahmen bei den mittleren Niederschläge kommt, während der nördliche Teil der Iberischen Halbinsel, mit Ausnahme des äußersten Westens, einen Anstieg bei den Extremen verzeichnet.

Dass es in den nördlichen Regionen zu einer Zunahme der Niederschlagsintensität oberhalb von Q95 kommt, liegt vermutlich an den vorherrschenden Ostwetterlagen. Diese können aufgrund des fehlenden Azorenhoeinflusses zu Beginn des Frühlings bis weit in das Landesinnere vordringen. Infolge des anthropogen verstärkten Klimawandels

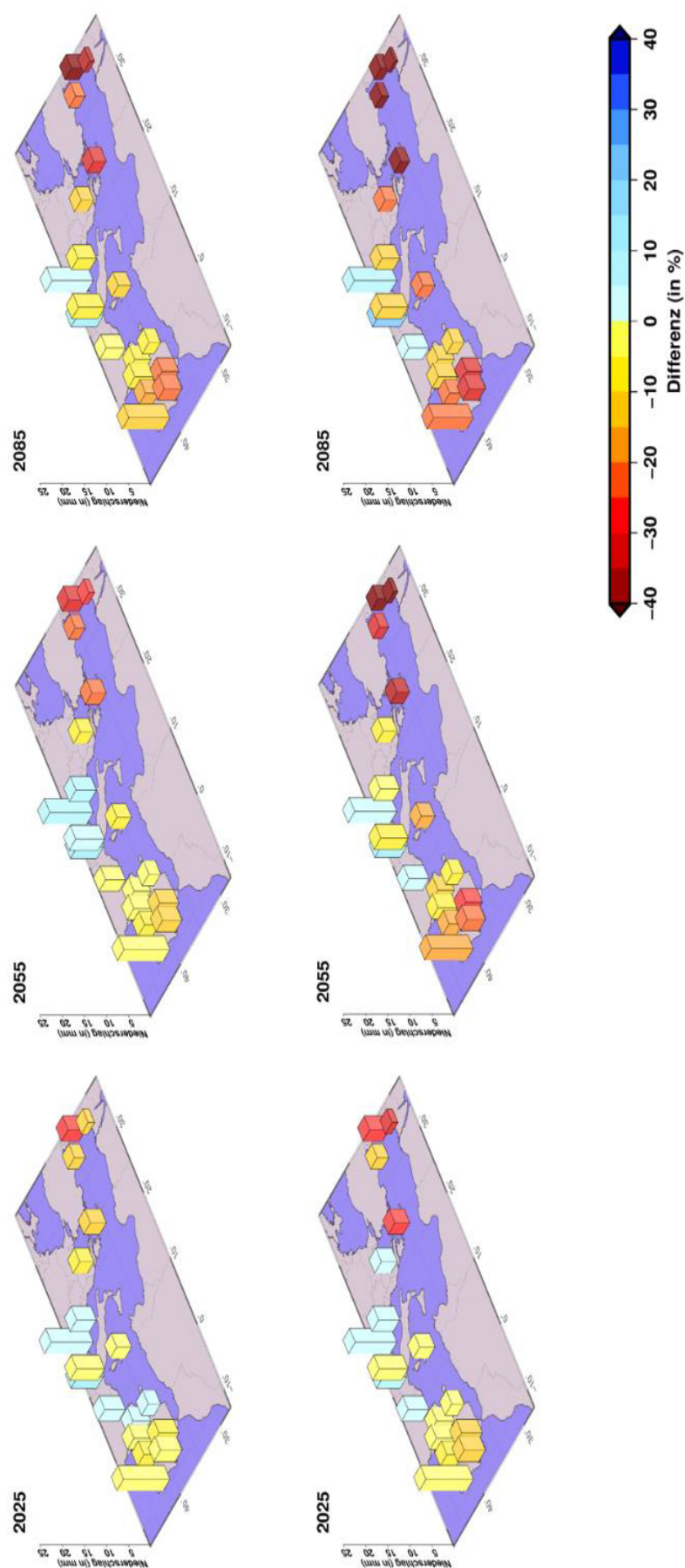


Abbildung 40: Überblick über die Abschätzung des 90. Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Frühling. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

kommt es gegenüber der zweiten Hälfte des 20.Jhs., wie bereits erwähnt, zu einer erhöhten Verdunstung über dem Mittelmeer sowie zu einer erhöhten Fähigkeit der Luftmassen, Wasser aufzunehmen, sodass in diesen Regionen vor allem zu Beginn des Frühjahrs mehr niederschlagsfähiges Wasser zur Verfügung steht. Eine Verbindung zwischen der Zunahme der Niederschlagsextreme zu dieser Jahreszeit mit einer intensivierten Westwindströmung scheint eher unwahrscheinlich, da ansonsten die nördliche Region um Barcelos ebenfalls einen Anstieg verzeichnen müsste. Bei der Station Valladolid steht diese Vermutung allerdings im Gegensatz zu den vorliegenden Erkenntnissen über die rezente Niederschlagsgenerierung in dieser Region (vgl. Abschnitt 5.5.1), so dass hierfür weitere Analysen notwendig wären, um die genauen Ursachen der vorliegenden Entwicklung zu ergründen.

Der Anstieg der Niederschlagsquantile im nördlichen Bereich der Iberischen Halbinsel ist dabei unter RCP8.5 deutlich stärker ausgeprägt als unter RCP4.5. Die Maxima werden für Q95 an der Station Soria verzeichnet, an der die Niederschlagsintensität gegen Ende des 21.Jhs. 36.2% über dem MHR liegt (vgl. Anhang G, Abb. G 20). Gegen Mitte des 21.Jhs. kommt es zu einer Verschiebung der Maxima vom Herbst in den Frühling, sodass unter Berücksichtigung von RCP8.5 die absoluten Quantilwerte im Frühjahr (8.32mm) deutlich über denen der Jahreszeit Herbst (5.87mm) liegen (vgl. Anhang E, Abb. E 20). Eine ähnliche Entwicklung zeichnet sich auch für die Region um Valladolid ab, in der ein für den westlichen Mittelmeerraum maximaler relativer Anstieg von 16.7% gegenüber dem MHR beobachtet werden kann (vgl. Anhang G, Abb. G 5). Auch für diese Region zeigt sich eine Verschiebung der maximalen Niederschlagsintensität gegen Mitte des 21.Jhs. in das Frühjahr, infolgedessen der absolute Quantilwert unter RCP8.5 (RCP4.5) einen um 2.6mm (0.7mm) höheren Wert aufweist als im Herbst. Die relativen Zunahmen, die im nordöstlichen Küstenbereich der Iberischen Halbinsel verzeichnet werden, fallen dagegen sowohl bei Q95 als auch bei Q99 deutlich geringer aus, obwohl die Region um Tortosa bei Q99 unter RCP8.5 den stärksten absoluten Anstieg im gesamten westlichen Mittelmeerraum aufweist (2.2mm). Im Bereich des Golfs von Lyon kommt es, je nach betrachteten Quantil, zu unterschiedlichen Entwicklungen. Während an der Station Nîmes bei Q90 lediglich Veränderungen zu beobachten sind, die überwiegend im

Rahmen der natürlichen Variabilität der historischen Modelle liegen, ist des 95. Niederschlagsquantil bis zum Ende des 21. Jhs. durch signifikante Abnahmen geprägt (vgl. Anhang E-G, Abb. 8). Im Gegensatz dazu verzeichnet das 99. Quantil überwiegend signifikante Zunahmen. Lediglich gegen Ende des 21. Jhs. sind bei diesem Quantil unter RCP4.5 leichte Abnahmen zu beobachten, die allerdings nicht als signifikant eingestuft werden.

Während die stärksten absoluten Abnahmen im zentralen Mittelmeerraum im Winter zu beobachten sind, ist das Frühjahr die Jahreszeit, die insgesamt die stärksten relativen Abnahmen vorweist (vgl. Abb. 40 und Anhang H, Abb. 8, 9). Auch die Region, die in den beiden anderen Jahreszeiten überwiegend durch Zunahmen geprägt ist, weist im Frühjahr eine geringere räumliche Ausdehnung auf und beschränkt sich lediglich auf den äußersten Norden. Die beiden im Süden angrenzenden Regionen um Bologna und Lastovo, welche sowohl im Winter als auch im Herbst dieser Region zugeordnet werden konnten, verzeichnen im Frühjahr dagegen einen Rückgang der Niederschlagsintensität. Im Bereich der leeseitigen Abdachung des Apennins ist eine Zunahme der Niederschlagsintensität vor allem unter RCP4.5 zu beobachten, während unter RCP8.5 nur das 99. Niederschlagsquantil einen Anstieg verzeichnet. Die Zunahmen, die in dieser Region vorliegen, befinden sich allerdings überwiegend im Schwankungsbereich der natürlichen Variabilität der historischen Modellläufe, sodass hier keine Veränderungen gegenüber der zweiten Hälfte des 20. Jhs. festzustellen sind. Eine ähnliche Entwicklung zeichnet sich auch an der Station Lastovo bei Q90 ab, wobei sich hier der nichtsignifikante Anstieg auf das frühe 21. Jh. beschränkt. Der südliche Teil des zentralen Mittelmeerraums wird hingegen durch eine flächendeckende Abnahme der Niederschlagsquantile bis zum Ende des 21. Jhs. geprägt, wobei die stärksten relativen Abnahmen über alle Quantile hinweg auch zu dieser Jahreszeit in der Region um Chania auf der Insel Kreta vorliegen.

Der stärkste Anstieg ist im zentralen Mittelmeerraum an der Station Mantova zu beobachten. Über das gesamte 21. Jh. hinweg kommt es hier zu einer signifikanten Zunahme der Quantile, wobei die maximalen relativen Veränderungen bei Q90 unter RCP8.5 auftreten (vgl. Anhang G, Abb. G 16). Die anderen nördlichen Regionen weisen dagegen alle eine unterschiedliche Entwicklung der Niederschlagsquantile auf. Während

in der Region Bologna bis zum Ende des 21.Jhs. signifikante Abnahmen bei Q90 (8.1-10.3%) und Q95 (3.3-7.4%) zu verzeichnen sind, ist bei Q99 ein leichter Anstieg gegenüber des MHRs zu beobachten (vgl. Anhang G, Abb. G 11). Dagegen unterliegen die beiden Niederschlagsquantile Q90 und Q99 an der Station Gospic einem teils signifikanten Anstieg der Niederschlagsintensität, während bei Q95 eine signifikante Abnahme (2.4-4.7%) zu verzeichnen ist (vgl. Anhang G, Abb. G 12). Im Gegensatz dazu kommt es in der Region um Lastovo lediglich Mitte des 21.Jhs. unter RCP4.5 zu einem signifikanten Anstieg der Niederschlagsintensität von Q90. Gegen Ende des 21.Jhs. weisen allerdings alle Quantile der Station Lastovo sowohl unter RCP4.5 als auch unter RCP8.5 signifikante Abnahmen auf (vgl. Anhang G, Abb. G 14). Diese heterogene Entwicklung der Quantile in den nördlichen Niederschlagsregionen des zentralen Mittelmeerraums lassen nur schwer einen möglichen Zusammenhang mit der großskaligen Zirkulation erkennen. Offensichtlich reicht eine erhöhte Verdunstung über der Oberfläche des Mittelmeers nicht aus, um in der Jahreszeit, in der unter rezenten Klimabedingungen die Zyklonenaktivität im Golf von Genua ihr Maximum aufweist, eine einheitliche Zunahme der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile in den nördlichen Regionen des zentralen Mittelmeerraums zu forcieren. Da selbst die beiden norditalienischen Stationen bei den beiden niederen Quantilen eine gegenläufige Entwicklung aufweisen, spielen möglicherweise kleinräumige Prozesse zu dieser Jahreszeit eine entscheidende Rolle bei der Niederschlagsgenerierung. Diese These wird durch die Studien von GAO ET AL. (2006) unterstützt, die im südlichen Alpenvorland einen zunehmenden Einfluss konvektiver Prozesse auf die Niederschlagsentwicklung festgestellt haben. Die Autoren führen diese Entwicklung auf einen Rückgang der winterlichen Schneebedeckung in dieser Region zurück.

Die flächendeckenden Abnahmen im südlichen Teil des zentralen Mittelmeerraums sind dagegen auf die gleichen Einflüsse zurückzuführen, die bereits in den beiden anderen Jahreszeiten ausführlich dargestellt wurden. Bis auf die Station Larissa, die bei Q90 zu Beginn des 21.Jhs. unter RCP8.5 leichte, nichtsignifikante Zunahmen aufweist (2.4%), liegen bei allen Stationen ausschließlich signifikante Abnahmen vor. Über alle Quantile hinweg verzeichnet die Station Chania sowohl unter RCP4.5 als auch unter RCP8.5 die größten Abnahmen, wobei der Rückgang der Niederschlagsintensität bei Q90 unter

RCP8.5 am stärksten ausgeprägt ist (56.0%). Generell zeigt sich, dass in den südlichen Regionen die relativen Abnahmen einerseits mit zunehmenden Quantil geringer ausfallen und andererseits der Rückgang bei RCP8.5 deutlich stärker ausgeprägt ist als bei RCP4.5. Darüber hinaus liegt zu dieser Jahreszeit eine ähnliche Entwicklung der Niederschlagsquantile in den südwestlichen und südöstlichen Regionen über das gesamte 21.Jh. hinweg vor. Sowohl die Station Cagliari auf Sardinien als auch die Station Larissa im östlichen Bereich des Peloponnes verzeichnen bei allen untersuchten Quantilen in etwa die gleichen relativen Abnahmen der Niederschlagsintensität, wobei die Station Cagliari bei Q90, die Station Larissa bei den anderen beiden Quantilen leicht höhere Werte aufweist (vgl. Anhang G, Abb. 17, 23).

Im östlichen Mittelmeerraum setzt sich der quantilübergreifende Trend der signifikanten relativen Abnahmen, der sich bereits in den südlichen Regionen des zentralen Mittelmeerraums zu dieser Jahreszeit abzeichnet, fort. Die relativen Abnahmen in der Region um Limassol entsprechen in etwa denen der Station Chania, sodass auf Zypern über alle Quantile hinweg der geringste Rückgang im östlichen Mittelmeerraum zu beobachten ist. Der stärkste Rückgang liegt dagegen in der nördlichen Levante-Region vor, wo für die beiden Quantile Q90 und Q95 unter RCP8.5 jeweils relative Abnahmen von über 65% gegenüber des MHRs verzeichnet werden (vgl. Anhang G, Abb. G 2). Darüber hinaus weist Q95 unter RCP8.5 gegen Ende des 21.Jhs. gegenüber dem MHR einen um 6.3mm niedrigeren absoluten Quantilwert auf, infolgedessen an der Station Safed auch die maximalen absoluten Abnahmen vorliegen (vgl. Anhang F, Abb. F 2). Im Gegensatz dazu fallen die Abnahmen bei Q99 im Vergleich zu den beiden anderen Regionen wesentlich geringer aus, sodass gegen Ende des 21.Jhs. unter RCP8.5 lediglich ein Rückgang von 6% zu beobachten ist. Die relativen und absoluten Maxima des 99.Niederschlagsquantils verschieben sich weiter in Richtung Süden, sodass hier die Station Beer Sheva unter RCP8.5 mit Abnahmen von bis zu 34% (3.3mm) den stärksten Rückgang im östlichen Mittelmeerraum zu verzeichnen hat (vgl. Anhang F-G, Abb. 7). Insgesamt weist das 99.Niederschlagsquantil aller Referenzstationen im östlichen Mittelmeerraum die gleiche Entwicklung auf, die bereits bei den Analysen der Station Safed beobachtet wurde. Sowohl unter RCP4.5 als auch unter RCP8.5 sind die stärksten Abnahmen bei Q99

zu Beginn des 21.Jhs. zu beobachten, gefolgt von einem leichten Anstieg bis zum Ende des 21.Jahrhunderts.

8.4.2.4 Zusammenfassung

In der hier vorliegenden Arbeit ist die Entwicklung von Niederschlagsextremen im Mittelmeerraum über das 21.Jahrhundert hinweg überwiegend durch Abnahmen der Niederschlagsquantile geprägt, lediglich ein Gebiet im nördlichen Bereich des Mittelmeers weist eine Zunahme bei den Niederschlagsquantilen auf. Dabei kommt es in Bezug auf Lage und Ausdehnung dieser Region zu unterschiedlichen Ausprägungen, je nachdem, welches Quantil, welcher repräsentativer Konzentrationspfad bzw. welche Jahreszeit den Berechnungen zugrunde liegt. So beschränkt sich diese Region im Herbst auf den nordöstlichen Küstenbereich der Iberischen Halbinsel, den Norden Italiens und, je nach Quantil, einem mehr oder weniger nach Süden ausgedehnten Bereich der dalmatinischen Küstenregion. TRAMBLAY ET AL. (2012) sowie GAO ET AL. (2006) verweisen darauf, dass zu dieser Jahreszeit auch im Bereich der französischen Mittelmeerküste ein Anstieg bei Extremen zu beobachten ist, wobei die hier vorliegenden Analysen durchweg Abnahmen in der Region um Nîmes verzeichnen. Unter Berücksichtigung der beiden oben angeführten Studien würde sich das Gebiet, welches überwiegend durch eine Zunahme von Extremen gekennzeichnet ist, vom Nordosten Spaniens über den Golf von Lyon und Norditalien bis nach Kroatien hinein erstrecken, wobei die maximalen Zunahmen in der Region um Tortosa zu beobachten sind.

Der gesamte südliche Mittelmeerraum ist dagegen überwiegend durch Abnahmen geprägt, allerdings weisen einige Stationen vereinzelt einen Anstieg bei den untersuchten Quantilen auf, der in den meisten Fällen aber als nicht signifikant erachtet wird. Die Region, die den stärksten Rückgang bei den analysierten Niederschlagsquantilen zu verzeichnen hat, ist die Levante-Region, in der Abnahmen von über 70% bis zum Ende des 21.Jhs. möglich sind. Lediglich im äußersten Südosten verzeichnet die Station Beer Sheva in einigen Subperioden einen nichtsignifikanten Anstieg, was auf den zunehmenden Einfluss feucht-tropischer Luftmassen zurückzuführen ist.

Was die Entwicklung von mittleren und extremen Niederschlägen im Mittelmeerraum zu der Jahreszeit Herbst betrifft, liegen in der Forschungsgemeinschaft teils gegensätzliche Auffassungen vor. So verweisen PAETH & HENSE (2005) darauf, dass es infolge des beschleunigten hydrologischen Kreislaufs im Herbst vermehrt zu feuchteren Verhältnissen im Mittelmeerraum kommt. Im Gegensatz dazu gehen LIONELLO ET AL. (2014) sowie GAO ET AL. (2006) davon aus, dass es im Herbst überwiegend zu Abnahmen der mittleren Niederschläge kommt und nur in einigen nördlichen Regionen Zunahmen bei den mittleren Niederschlägen zu verzeichnen sind. GAO ET AL. (2006) verweisen zudem darauf, dass die Entwicklung von mittleren und extremen Niederschlägen in den meisten Regionen einem einheitlichen Trend folgt. Dem gegenüber stehen die Analysen von ALPERT ET AL. (2002), die vor allem im Bereich der Iberischen Halbinsel eine gegenläufige Entwicklung von Mittel und Extremen aufzeigen. Für Niederschläge oberhalb des 95.Niederschlagsquantils projizieren ALPERT ET AL. (2008) signifikante Zunahmen im östlichen Mittelmeerraum, während die Analysen von HERTIG ET AL. (2012) eine konträre Entwicklung für den östlichen und südlichen Mittelmeerraum aufzeigen.

Während der Herbst den größten absoluten Anstieg in den angrenzenden Regionen der nördlichen Adria verzeichnet, kommt es im Winter zu den stärksten relativen Zunahmen. Im Bereich der Iberischen Halbinsel sind Zunahmen der Niederschlagsintensität oberhalb der analysierten Quantile vor allem in den nördlichen Regionen zu beobachten, wobei die zentral gelegenen Regionen erst oberhalb von Q95 Zunahmen verzeichnen, während küstennahe Stationen bereits bei Q90 einen leichten Anstieg aufweisen. Allerdings zeigen einige Stationen bei den analysierten Quantilen eine gegenläufige Entwicklung auf. Dieser Umstand ist darauf zurückzuführen, dass insbesondere die Wahl des thermodynamischen Prädiktors an einigen Stationen maßgeblichen Einfluss auf die Projektionen hat, infolgedessen sogar ein Vorzeichenwechsel möglich ist. Ähnliche Ergebnisse sind auch bei den Analysen von HERTIG ET AL. (2014) zu beobachten, die den spezifischen Einfluss unterschiedlicher Prädiktoren auf die Abschätzung der Häufigkeit von Extremereignissen untersuchten. In der hier vorliegenden Arbeit ist diese Entwicklung auch in anderen Gebieten zu unterschiedlichen Jahreszeiten zu beobachten, sodass an dieser Stelle nicht von einem stations- bzw. seasonspezifischen Umstand gesprochen

werden kann. Im östlichen Mittelmeerraum weisen lediglich die beiden südlichen Regionen leichte Zunahmen zu Beginn des 21. Jhs. auf, allerdings liegen diese im Schwankungsbereich der natürlichen Variabilität der historischen Modelle.

Die südlichen Niederschlagsregionen im Mittelmeerraum sind, wie bereits im Herbst, durch einen Rückgang der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile geprägt, wobei die relativen Abnahmen zu dieser Jahreszeit im Mittel geringer ausfallen als in den beiden Übergangsjahreszeiten. Die Abnahmen im Mittelmeerraum unterliegen dabei einem gewissen räumlichen Muster, welches im Winter besonders deutlich zum Vorschein kommt. Ausgehend vom westlichen Mittelmeerraum nehmen die relativen Abnahmen in Richtung Osten stetig zu. Darüber hinaus weist die Station Chania zu dieser Jahreszeit den stärksten absoluten Rückgang im gesamten Mittelmeerraum auf.

Die hier vorliegende Entwicklung der Niederschlagsextreme stimmt überwiegend mit den Projektionen anderer Studien überein, wobei die Regionen, die eine Zunahme der Extreme aufweisen, im Allgemeinen mit den Regionen, die einen Anstieg der mittleren Niederschläge verzeichnen, übereinstimmen. In ihrer Überblick gewährenden Arbeit über die Methoden und Ergebnisse von statistischen Downscalingansätzen im Mittelmeerraum verweisen JACOBET ET AL. (2014) darauf, dass die mittleren Niederschläge im nördlichen Mittelmeerraum durch Zunahmen geprägt sind, während die Niederschlagsentwicklung in den südlichen Regionen generell einen negativen Trend aufweist. Lediglich bei der genauen Abgrenzung zwischen den Gebieten mit zunehmenden und abnehmenden Niederschlägen kommt es, je nach Studie, zu unterschiedlichen Auffassungen. GIORGI & LIONELLO (2008) kommen in ihrer Arbeit zu dem Ergebnis, dass sich diese Trennlinie im Winter in Richtung Süden verlagert, sodass Zunahmen vor allem im nördlichen Teil der Iberischen Halbinsel, in Norditalien sowie dem Balkan zu beobachten sind. Die von GIORGI & LIONELLO (2008) erfassten Regionen stimmen dabei weitestgehend mit den Gebieten überein, für die auch in der hier vorliegenden Arbeit eine Zunahme der Niederschlagsintensität oberhalb der analysierten Quantile projiziert wird. Unterstützt werden diese Ergebnisse durch die Studien von HERTIG ET AL. (2012), die einen Anstieg der Anzahl von Extremevents oberhalb von Q95 in den gleichen Regionen beobachten. Im Allgemeinen werden die Zunahmen im nördlichen Mittelmeerraum mit Änderungen der großskaligen Zirkulation in Verbindung gebracht. GAO ET AL. (2006)

geht davon aus, dass es im Laufe des 21. Jhs. über dem westlichen und zentralen Teil Europas zu einer stärkeren Ausprägung von Westwinden kommt, sodass eine Niederschlagszunahme vor allem an westexponierten Standorten zu beobachten sein wird. Darüber hinaus führen LIONELLO & GIORGI (2007) einen Teil der Niederschlagszunahmen in den nördlichen Regionen auf eine verstärkte Zyklonenaktivität über dem westlichen Mittelmeer zurück.

Auch in den südlichen Regionen des Mittelmeerraums ist in einigen Teilregionen ein Anstieg der Niederschläge zu beobachten, wobei vor allem der äußerste Südosten in verschiedenen Publikationen hervorgehoben wird. Aufgrund der polwärtigen Verlagerung der Westwinddrift steht diese Region vermehrt unter dem Einfluss feucht-tropischer Luftmassen (LELIEVELD ET AL. 2012), sodass hier mit einer Zunahme der mittleren und extremen Niederschläge gerechnet wird. ALPERT ET AL. (2008) führt diesen Umstand auf das häufigere Auftreten von aktiven RSTs zurück, die in dieser Region konvektive Prozesse begünstigen und heftige Niederschlagsereignisse hervorrufen können. Auch in dieser Arbeit verzeichnen einige Quantile in dieser Region einen leichten Anstieg der Niederschlagsintensität, wobei dieser durchweg im Schwankungsbereich der natürlichen Variabilität der historischen Modellläufe liegt. Andere Studien weisen auch für andere Regionen des östlichen Mittelmeerraums einen Anstieg der Niederschlagsintensität auf. So kommt es bei den Analysen von OIKONOMOU ET AL. (2008) vor allem in den Küstenbereichen der Ägäis sowie auf den beiden Inseln Kreta und Zypern zu einer Zunahme extremer Niederschlagsereignisse. Diese Entwicklung steht allerdings im krassen Gegensatz zu den hier vorliegenden Ergebnissen, da in dieser Region die Station mit den stärksten absoluten Veränderungen vorliegt.

Im Frühjahr verschiebt sich die Region, die überwiegend durch Zunahmen bei den untersuchten Quantilen geprägt ist, in den westlichen Teil des Mittelmeers. Infolgedessen weisen überwiegend Stationen im zentralen Bereich der Iberischen Halbinsel eine um bis zu 35% erhöhte Niederschlagsintensität auf, während im nördlichen Teil des Mittelmeers ein eher heterogenes Bild vorliegt. Dabei kommt es in den nördlichen Regionen Zentralspaniens zu einer Verschiebung der maximal auftretenden Niederschlagsintensitäten. Während diese zu Beginn des 21. Jh. noch im Herbst zu beobachten sind, liegen

die höchsten Quantilwerte gegen Ende des 21. Jhs. im Frühjahr vor. Der Süden ist dagegen, wie in den beiden anderen Jahreszeiten, überwiegend durch Abnahmen geprägt, wobei der stärkste Rückgang an den Stationen im östlichen Mittelmeerraum beobachtet werden kann.

Die Zunahmen im westlichen Mittelmeerraum sind möglicherweise auf den zunehmenden Einfluss östlicher Wetterlagen zurückzuführen, wodurch feuchte Luftmassen über die nordöstliche Küstenregion Spaniens in den zentralen Bereich der Iberischen Halbinsel verlagert werden. Das heterogene Bild über dem nördlichen Bereich des zentralen Mittelmeerraums führen GAO ET AL. (2006) auf die zunehmende Bedeutung konvektiver Prozesse infolge der abnehmenden winterlichen Schneebedeckung zurück.

9. Zusammenfassung, Schlussfolgerungen und Ausblick

In der hier vorliegenden Arbeit wurde ein Ansatz präsentiert, der die zukünftige saisonale Entwicklung von Starkregenereignissen im Mittelmeerraum unter expliziter Berücksichtigung von variierenden Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen abschätzt. Zu diesem Zweck wurden die vorliegenden täglich aufgelösten Stationsdaten, die weitestgehend die zweite Hälfte des 20.Jhs. umfassen, in saisonale Zeitreihen unterteilt. Mittels s-modaler VARIMAX-rotierter Hauptkomponentenanalyse wurden anschließend für die drei Jahreszeiten Herbst, Winter und Frühling Niederschlagsregionen ermittelt, deren Stationen eine ähnliche Niederschlagsvariation aufweisen. Die Station, welche auf Grundlage der maximalen absoluten Ladung, der Homogenität, der Vollständigkeit sowie der Länge der Zeitreihe die besten Voraussetzungen aufweist, wurde anschließend als Repräsentant dieser Region festgelegt. Insgesamt variiert die Anzahl der Niederschlagsregionen zwischen 22 in den Jahreszeiten Herbst und Winter und 18 im Frühling. Die Referenzstationen wurden darüber hinaus so gewählt, dass die oben genannten Kriterien in allen drei Jahreszeiten möglichst gut erfüllt werden, sodass, wenn möglich, die unterschiedlichen Niederschlagsregionen zu jeder Jahreszeit durch die gleiche Station repräsentiert wird, um so vergleichende Analysen zwischen den Jahreszeiten zu ermöglichen.

Als Prädiktoren wurden jeweils unterschiedliche zirkulations- und thermodynamische Variablen des NCEP/NCAR-Reanalysedatensatzes bei der Modellerstellung berücksichtigt. Nach eingehender Analyse erwiesen sich bei der hier angewendeten Methode die Variablen auf dem 850hPa- bzw. 700hPa-Niveau als am besten für die Abschätzung von extremen Niederschlagsereignissen im Mittelmeerraum geeignet. Darüber hinaus wurde eine Optimierung des Untersuchungsgebiets der beiden Variablengruppen durchgeführt, um so redundante Informationen zu eliminieren. Hierbei hat sich gezeigt, dass im Gegensatz zu den zirkulationsdynamischen Prädiktoren, bei den thermodynamischen Variablen ein wesentlich kleinerer Ausschnitt die relevanten Informationen für die folgenden Analysen beinhaltet. Anschließend wurden mittels s-modaler VARIMAX-rotierter PCA für jede Jahreszeit und Variable die Gitterboxen zusammengefasst, die annähernd die gleiche Variation aufweisen. Insgesamt zeigt sich, dass die Variation der Variablen, welche elementare Informationen für die Abschätzung von

Niederschlagsextremen im Mittelmeerraum bereitstellt, anhand von 9-16 Variationszentren beschrieben werden kann.

Um die statistischen Zusammenhänge zwischen der großskaligen Zirkulation und den Niederschlägen in den einzelnen Niederschlagsregionen zu erfassen, wurde eine Three-Step Censored Quantile Regression zur Abschätzung von extremen Niederschlägen angewendet. Im Wesentlichen basiert dieser Ansatz auf der Methode der Censored Quantile Regression, wobei hier die Niederschlagswahrscheinlichkeit und die jeweiligen Quantile in getrennten Arbeitsschritten berechnet werden. Inwieweit die aufgestellten Modelle fähig sind, die entsprechenden Niederschlagsquantile wiederzugeben, wird anhand des Censored Quantile Verification Skill Score berechnet. Hierfür werden die vorliegenden Stationszeitreihen anhand von 31jährigen Subperioden kalibriert und anschließend anhand der restlichen Jahre validiert. Weist der CQVSS einen höheren Wert als 0 auf, kommt es zu einer verbesserten Abschätzung der entsprechenden Quantile gegenüber der Klimatologie.

Anhand des CQVSS werden im Folgenden die Prädiktorvariablen bestimmt, die für die Abschätzung der Quantile die besten Ergebnisse liefern. Dabei hat sich gezeigt, dass die Niederschlagsvariation der Referenzstationen in den unterschiedlichen Jahreszeiten anhand von zwei Prädiktorvariablen ausreichend wiedergegeben werden kann und die Berücksichtigung einer dritten Variable keine signifikanten Verbesserungen liefert. Anschließend werden für jede Referenzstation anhand von Random Samples die signifikanten Variationszentren der jeweiligen Prädiktoren bestimmt. Für die nachfolgenden Analysen wurden bis zu zehn Variationszentren der vorliegenden Prädiktorvariablen als signifikant erachtet, wobei vor allem bei den Analysen des 99. Niederschlagsquantils einige Stationen vorliegen, die keine signifikanten Variationszentren aufweisen. Dieser Umstand ist zum einen auf den Stichprobenfehler zurückzuführen, der mit zunehmenden Quantil größer wird, zum anderen auf die hier vorliegenden Selektionskriterien.

Für die Analyse von Instationaritäten werden im weiteren Verlauf zwei unterschiedliche Ansätze verfolgt. Zum einen wird anhand von Random Samples ein stationärer Zustand der Atmosphäre simuliert, um so die Spannbreite der zufälligen (natürlichen) Variabilität abzugrenzen. Zum anderen wird auf der Basis von gleitenden Subperioden ein instatio-

närer Ansatz verfolgt, um so eventuelle Zustandsänderungen der Atmosphäre zu erfassen. Dabei stellte sich heraus, dass nicht immer das Modell, welches in der jeweiligen Subperiode erstellt wurde, auch die besten Abschätzungen für den entsprechenden Zeitraum liefert.

Insgesamt hat sich gezeigt, dass bis auf die beiden westlichsten Niederschlagsregionen alle Regionen mehr oder weniger von Instationaritäten betroffen sind. Dabei kommt es zu signifikanten Unterschieden hinsichtlich des instationären Verhaltens zwischen den westlichen und östlichen Regionen des Mittelmeerraums. Während der CQVSS des instationären Modellansatzes im westlichen Mittelmeerraum einen wellenförmigen Verlauf aufweist, zeichnet sich im östlichen Mittelmeerraum ein stark ausgeprägtes Minimum gegen Mitte der Zeitreihe ab. In der Folge treten positive (negative) Instationaritäten im westlichen Mittelmeerraum vermehrt zu Beginn (gegen Ende) des Untersuchungszeitraums auf, wohingegen im östlichen Mittelmeerraum überwiegend negative Instationaritäten in der Mitte des Untersuchungszeitraums auftreten. Der zentrale Mittelmeerraum kann als Übergangsgebiet zwischen diesen beiden Regimen angesehen werden, der je nach Jahreszeit und Lage entweder dem einen oder anderen Regime zugeordnet werden kann.

Um mögliche Ursachen für die vorliegenden Instationaritäten zu ermitteln, wurden die Kompositen der geopotentiellen Höhen der beiden Perioden mit dem höchsten und niedrigsten CQVSS an den Tagen miteinander verglichen, an denen die Variationszentren stark positive bzw. negative Ausprägungen vorweisen. Der Schwerpunkt der nachfolgenden Analysen liegt dabei auf den Variationszentren mit dem höchsten Beta-Koeffizienten, da diese den stärksten Einfluss auf die Abschätzungen haben. Zu diesem Zweck wurde ein semi-objektiver Ansatz entwickelt, der aufklären soll, ob, und inwieweit sich die vorliegende Instationarität anhand der Kompositen erklären lassen. Insgesamt hat sich gezeigt, dass sich vor allem Instationaritäten der niederen Quantile auf Änderungen der großskaligen Zirkulation zurückführen lassen, während oberhalb des 99.Niederschlagsquantils eher kleinräumige Prozesse für die variierenden Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen verantwortlich sind.

Die hier geschilderten grundlegenden Prozesse der Modellerstellung sowie die Analyse der auftretenden Instationaritäten wurden bereits in einem wissenschaftlichen Artikel zusammengefasst und veröffentlicht (vgl. MERKENSCHLAGER ET AL. 2016).

Für die Zukunftsprojektionen wurden jeweils die drei Läufe des Erdsystemmodells des Max-Planck-Instituts (MPI-ESM-LR) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 und RCP8.5 herangezogen. Nach eingehender Analyse des Prädiktorensatzes der Modellläufe mit dem der Reanalyse hat sich gezeigt, dass die jeweiligen Variationszentren der Prädiktoren durch das MPI-ESM-LR relativ gut abgebildet werden, lediglich im Winter zeigen sich bei den thermodynamischen Variablen einige Schwächen. Infolge eines statistischen Verfahrens wurden anschließend die Variationszentren der Reanalyse auf die Modelldaten des MPI-ESM-LR übertragen.

Die Abschätzungen für das 21. Jh. wurden anschließend einerseits anhand des gesamten Regressionsmodellensembles und andererseits anhand des „besten“ Regressionsmodells durchgeführt. Um das „beste“ Regressionsmodell zu bestimmen, wurden die Kompositen der geopotentiellen Höhen der zukünftigen Modellläufe des MPI-ESM-LR an den Tagen, an denen die signifikanten Variationen besonders stark (schwach) ausgeprägt sind, mit den analogen Kompositen der Reanalyse der 31jährigen Kalibrierungsperioden korreliert. Die Kalibrierungsperiode, welche gegenüber den 31jährigen Subperioden der Modellläufe den maximalen periodenspezifischen Korrelationskoeffizienten aufweist, wird anschließend bei der weiteren Modellauswahl berücksichtigt. Das hier angewendete Verfahren führt innerhalb des historischen Zeitraums an allen Stationen zu einer höheren Übereinstimmung zwischen den Abschätzungen der Reanalyse und den Modellläufen des MPI-ESM-LR, sodass auch bei den Zukunftsprojektionen auf diese Methode zurückgegriffen wird. Eine Systematik, welcher Ansatz bei den unterschiedlichen Projektionen bevorzugt herangezogen wird, lässt sich an dieser Stelle nicht erkennen.

Die vorliegenden Abschätzungen für Niederschlagsextreme im Mittelmeerraum zeigen auf, dass vor allem der südliche und östliche Teil über alle Jahreszeiten hinweg mit einem Rückgang der Niederschlagsintensität oberhalb der untersuchten Quantile zu rechnen hat, während der westliche und nördliche Teil, je nach Jahreszeit und Quantil, einen mehr oder weniger stark ausgedehnten Bereich aufweist, der über das 21. Jh. hinweg durch Zunahmen geprägt ist. Das Gebiet mit den stärksten Abnahmen liegt dabei im

östlichen Mittelmeerraum vor, für welchen im Herbst relative Abnahmen von bis zu 70% in der südlichen Levante-Region projiziert werden. Der stärkste absolute Rückgang wird dagegen auf Kreta während des Winters verzeichnet. Die Region, die insgesamt den stärksten Anstieg der Niederschlagsintensität zu verzeichnen hat, liegt im angrenzenden Küstenbereich der nördlichen Adria. Die stärksten Zunahmen der Niederschlagsintensität sind in dieser Region zu der Jahreszeit Winter zu beobachten, wobei der größte relative Anstieg für die norditalienischen, der größte absolute Anstieg für die kroatischen Stationen projiziert wird. Darüber hinaus hat sich gezeigt, dass die Abschätzungen für das 21.Jh. stark von der Wahl der Prädiktorvariablen abhängig sind. Je nachdem, welche Prädiktorvariable bei der Modellerstellung berücksichtigt wird, kann es zu so stark abweichenden Abschätzungen kommen, dass sogar ein Vorzeichenwechsel möglich ist.

Insgesamt hat sich die Methode der Three-Step Censored Quantile Regression als ein probates Mittel zur Abschätzung von Extremereignissen im Mittelmeerraum erwiesen. Darüber hinaus war es anhand des verfolgten Ansatzes möglich, vorliegende Instationaritäten innerhalb der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung nachzuweisen. Allerdings geht aus der vorliegenden Arbeit auch hervor, dass ein eingeschränkteres Prädiktorensatz für vergleichende Analysen wohl eine bessere Alternative gewesen wäre, da signifikante stations- bzw. quantilspezifische Abweichungen bei den Abschätzungen für das 21.Jh. aufgetreten sind, sodass ein Vergleich zwischen den einzelnen Stationen bzw. Quantilen nur bedingt möglich war. Eine Verbesserung gegenüber den hier vorliegenden Analysen könnte zudem erreicht werden, wenn andere Prädiktorvariablen, wie zum Beispiel die Oberflächentemperaturen bzw. Bodenfeuchte, in die Berechnungen mit einfließen würden. Um dieser Frage nachzugehen, wurde bereits ein von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstütztes Projekt an der Universität Augsburg in die Wege geleitet. Möglicherweise würde auch eine getrennt durchgeführte Modellerstellung für die Berechnung der Niederschlagswahrscheinlichkeit und der Niederschlagsquantile eine Verbesserung gegenüber dem hier vorliegenden Ansatz hervorrufen, da einige Studien bereits nachgewiesen haben, dass manche Prädiktoren besser für die einen bzw. anderen Analysen im Mittelmeerraum geeignet sind.

Bei der Erfassung und Analyse der Instationaritäten hat sich der hier vorliegende Ansatz durchaus bewährt, sodass allgemein bekannte Instationaritäten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung auch mittels dieses Verfahrens nachgewiesen werden konnten. Probleme ergaben sich allerdings bei der Erfassung des Schwankungsbereichs der natürlichen (zufälligen) Niederschlagsvariabilität auf Basis der simulierten Stationarität. Da es theoretisch möglich wäre, dass anhand der Random Samples genau die Jahre ausgewählt werden, die innerhalb des instationären Modellansatzes den maximalen bzw. minimalen CQVSS aufweisen, könnten in der Folge keine Instationaritäten erfasst werden. Um diesen Konflikt bei den Abschätzungen zu umgehen, wurde nicht nur auf ein Modell aus dem stationären und einem Modell aus dem instationären Zeitraum zurückgegriffen, sondern das gesamte Regressionsmodellensemble berücksichtigt. Infolgedessen konnte die gesamte Spannbreite der natürlichen Variabilität der Atmosphäre bei den Abschätzungen mit einbezogen werden.

Um die möglichen Ursachen für Instationaritäten in der Prädiktor-Prädiktand-Beziehung offenzulegen, hat sich vor allem bei den niederen Quantilen die Analyse von Kompositen der geopotentiellen Höhen als geeignete Methode erwiesen. So konnte das Auftreten von Instationaritäten mit unterschiedlichen Ausprägungen der großskaligen Zirkulation in Verbindung gebracht werden. Lediglich bei den höheren Quantilen ist eine Erklärung von variierenden Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen anhand der großskaligen Zirkulation nur bedingt möglich. Da häufig kleinskalige Prozesse für die Ausprägung von Niederschlagsextremen verantwortlich sind und diese unterhalb der räumlichen Auflösung der Modelle liegen, können die entscheidenden Prozesse häufig nicht anhand der Modelle erfasst werden.

Aus der hier präsentierten Arbeit geht hervor, dass der vorgestellte instationäre Modellansatz für die historischen Modellläufe durchweg bessere Ergebnisse liefert als unter Verwendung eines stationären Modells. Allerdings haben die Analysen auch gezeigt, dass anhand des instationären Modellansatzes die Modelle entweder bevorzugt aus dem stationären oder aus dem instationären Zeitraum der vorliegenden Zeitreihen gewählt werden und ein Wechsel zwischen den beiden Perioden kaum stattfindet. Folglich scheint das MPI-ESM-LR nicht die gesamte Variabilität der Atmosphäre, wie diese unter rezenten Klimabedingungen zu beobachten ist, zu erfassen. Um die Abhängigkeit der

Projektionen von einem einzigen generalisierten Zirkulationsmodell zu umgehen, würde sich an dieser Stelle eine Analyse von mehreren zur Verfügung stehenden Modellen unterschiedlicher Institutionen anbieten, wodurch die gesamte Variabilität der Atmosphäre möglicherweise besser erfasst werden könnte. Nichtsdestotrotz zeigen sich bei den hier präsentierten Abschätzungen von Niederschlagsextremen sowohl regional als auch im zeitlichen Verlauf große Übereinstimmungen mit den Ergebnissen anderer Studien.

Da wesentliche Teilbereiche des Klimasystems noch nicht im vollen Umfang verstanden worden sind bzw. aufgrund von fehlenden Kapazitäten nicht berücksichtigt werden können, weisen die Projektionen des zu erwartenden Klimawandels erhebliche Unsicherheiten auf. Viele Anzeichen weisen jedoch darauf hin, dass der Mensch durch den stetig zunehmenden Ausstoß von Treibhausgasen maßgeblich auf das Klimasystem einwirkt, wodurch ein Anstieg der global gemittelten Temperaturen induziert wird. Im Gegensatz dazu sind die Projektionen des regionalen Niederschlags unter einem anthropogen verstärkten Treibhauseffekt wesentlich stärker mit Unsicherheiten behaftet, da kleinräumige Strukturen und Prozesse ein stark differenziertes Bild der regionalen Niederschlagsentwicklung hervorrufen. Die Aufgaben der Klimaforschung bestehen darin, diese Unsicherheiten auf ein möglichst geringes Maß zu reduzieren, um so politischen und wirtschaftlichen Entscheidungsträgern verlässliche Informationen über den zu erwartenden Klimawandel zur Verfügung zu stellen. Fundierte Aussagen von Seiten der Klimaforschung sind in diesem Kontext unumgänglich, um auf deren Basis Maßnahmen einzuleiten, die einerseits eine Minderung des globalen Temperaturanstiegs bewirken und andererseits eine Anpassung an die zu erwartenden Folgen ermöglichen.

Literaturverzeichnis

- Alexandersson, H. (1986): A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*(6), 661-675.
- Alpert, P., I. Osetinsky, B. Ziv & H. Shafir (2004): Semi-objective classification for daily synoptic systems, application to the Eastern Mediterranean climate change. *International Journal of Climatology*, 24(8), 1001-1011.
- Alpert, P., T. Ben-Gai, A. Baharad, Y. Benjamini, D. Yekutieli, M. Colacino, L. Diodato, C. Ramis, V. Homar, R. Romero & A. Manes (2002): The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical Research Letters*, 29(10), 31-1-31-4.
- Alpert, P., S.O. Krichak, H. Shafir, D. Haim & I. Osetinsky (2008): Climatic trends to extremes employing regional modeling and statistical interpretation over the E. Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 63(2), 163-170.
- Babiyak, M.A. (2004): What you see may not be what you get: a brief, nontechnical introduction to overfitting in regression-type models. *Psychosomatic medicine*, 66(3), 411-421.
- Bahrenberg, G., E. Giese & J. Nipper (1992): *Statistische Methoden in der Geographie 2*. Stuttgart: Teubner.
- Barkhordarian, A., H. von Storch & J. Bhend (2013): The expectation of future precipitation change over the Mediterranean region is different from what we observe. *Climate Dynamics*, 40(1-2), 225-244.
- Battlori, E., M.A. Parisien, M.A. Krawchuk & M.A. Moritz (2013): Climate change-induced shifts in fire for Mediterranean ecosystems. *Global Ecology and Biogeography*, 22, 1118-1129.
- Beck, C., J. Jacobbeit & P.D. Jones (2007): Frequency and within-type variations of large-scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in Central Europe since 1780. *International Journal of Climatology*, 27(4), 473-491.
- Ben-Gai, T., A. Bitan, A. Manes & P. Alpert (1994): Long-term changes in annual rainfall patterns in southern Israel. *Theoretical and Applied Climatology*, 49(2), 59-67.
- Black, E., D.J. Brayshaw & C.M. Rambeau (2010): Past, present and future precipitation in the Middle East: insights from models and observations. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368(1931), 5173-5184.
- Boe, J. & L. Terray (2008): A weather-type approach to analyzing winter precipitation in France: twentieth-century trends and the role of anthropogenic forcing. *Journal of Climate*, 21(13), 3118-3133.
- Bortz, J., & C. Schuster (2010): *Statistik für Human- und Sozialwissenschaftler* (7. Ausg.). Berlin [u.a.]: Springer.
- Brands, S., S. Herrera, J. Fernandez & J.M. Gutierrez (2013): How well do CMIP5 Earth System Models simulate present climate conditions in Europe and Africa? *Climate dynamics*, 41(3-4), 803-817.

- Bremnes, J.B. (2004): Probabilistic forecasts of precipitation in terms of quantiles using NWP model output. *Monthly Weather Review*, 132(1), 338-347.
- Bröcker, J. (2009): Reliability, sufficiency, and the decomposition of proper scores. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(643), 1512-1519.
- Brunetti, M., M. Maugeri & T. Nanni (2002): Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 22(12), 1455-1471.
- Buffoni, L., M. Maugeri & T. Nanni (1999): Precipitation in Italy from 1833 to 1996. *Theoretical and Applied Climatology*, 63(1-2), 33-40.
- Buishand, T.A. (1982): Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*(58), 11-27.
- Chernozhukov, V. & H. Hong (2002): Three-Step Censored Quantile Regression and Extramarital Affairs. *Journal of the American Statistical Association*, 97(458), 872-882.
- Conte, M., S. Giuffrida & S. Tedesco (1989): The Mediterranean Oscillation: impact on precipitation and hydrology in Italy. *Conference on Climate and Water*, 1, 121-137.
- Corte-Real, J., X. Zhang & X. Wang (1995): Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 15(10), 1135-1150.
- Cortesi, N., J.C. Gonzalez-Hidalgo, R.M. Trigo & A.M. Ramos (2014): Weather types and spatial variability of precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 34(8), 2661-2677.
- de Luis, M., M. Brunetti, J.C. Gonzalez-Hidalgo, L.A. Longares & J. Martin-Vide (2010): Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946-2005. *Global and Planetary Change*, 74(1), 27-33.
- Diez, E., C. Primo, J.A. Garcia-Moya, J.M. Gutiérrez & B. Orfila (2005): Statistical and dynamical downscaling of precipitation over Spain from DEMETER seasonal forecasts. *Tellus A*, 57(3), 409-423.
- Dükeloh, A. & J. Jacobeit (2003): Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *International Journal of Climatology*, 23(15), 1843-1866.
- Endlicher, W. (2000): Mittelmeerländer. In W. Weischet, & W. Endlicher (Hrsg.), *Regionale Klimatologie, Band 2: Die alte Welt: Europa, Afrika und Asien* (S. 625). Stuttgart, Leipzig: B. G. Teubner.
- Espírito Santo, F., A.M. Ramos, M.I. de Lima & R.M. Trigo (2014): Seasonal changes in daily precipitation extremes in mainland Portugal from 1941 to 2007. *Regional Environmental Change*, 14(5), 1765-1788.
- Fahrmeir, L., T. Kneib & S. Lang (2009): *Regression- Modelle, Methoden und Anwendungen*. Heidelberg [u.a]: Springer.
- Fernandez, J., J. Saenz & E. Zorita (2003): Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over southern Europe in the NCEP Reanalyses. *Climate Research*, 23(3), 195-215.

- Filipe, A.F., J.E. Lawrence & N. Bonada (2013): Vulnerability of stream biota to climate change in mediterranean climate regions: a synthesis of ecological responses and conservation challanges. *Hydrobiologia*, 719, 331-351.
- Flocas, H.A., I. Simmonds, J. Kouroutzoglou, K. Keay, M. Hatzaki, V. Bricolas & D. Asimakopoulos (2010): On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean. *Journal of Climate*, 23(19), 5243-5257.
- Friederichs, P. & A. Hense (2007): Statistical downscaling of extreme precipitation events using censored quantile regression. *Monthly Weather Review*, 135(6), 2365-2378.
- Friederichs, P. & A. Hense (2008): A probabilistic forecast approach for daily precipitation totals. *Weather and Forecasting*, 23(4), 659-673.
- Gajić-Čapka, M., K. Cindrić & Z. Pasarić (2015): Trends in precipitation indices in Croatia, 1961–2010. *Theoretical and applied climatology*, 121(1-2), 167-177.
- Gao, X., J.S. Pal & F. Giorgi (2006): Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters*, 33(3), L03706.
- Giannakopoulos, C., P. Hadjinicolaou, E. Kostopoulou, K. Varostos & C. Zerefos (2010): Precipitation and temperature regime over Cyprus as a result of global climate change. *Advances in Geosciences*, 23, 17-24.
- Giorgetta, M.A., J. Jungclaus, C.H. Reick, S. Legutke, J. Bader, M. Böttinger, V. Brovkin, T. Crueger, M. Esch, K. Fieg, K. Glushak, V. Gayler, H. Haak, H.D. Hollweg, T. Ilyina, S. Kinne, L. Kornblueh, D. Matei, T. Mauritsen, U. Mikolajewicz, W. Müller, D. Notz, F. Pithan, T. Raddatz, S. Rast, R. Redler, E. Roeckner, H. Schmidt, R. Schnur, J. Segschneider, K.D. Six, M. Stockhause, C. Timmreck, J. Wegner, H. Widmann, K.H. Wieners, M. Claussen, J. Marotzke & B. Stevens (2013): Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3), 572-597.
- Giorgi, F. (2006): Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8), L08707.
- Giorgi, F. & P. Lionello (2008): Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63, 90-104.
- Gneiting, T. & A.E. Raftery (2007): Strictly proper scoring rules, prediction and estimation. *Journal of the American Statistical Association*, 102(477), 359-378.
- Goldreich, Y. (2003): *The climate of Israel: observation, research and application*. New York: Kluwer Academic/Plenum Publishers.
- Goodess, C.M. & P.D. Jones (2002): Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *International Journal of Climatology*, 22(13), 1593-1615.
- Greatbatch, R.J., J. Lu & K.A. Peterson (2004): Nonstationary impact of ENSO on Euro-Atlantic winter climate. *Geophysical research letters*, 31(2).
- Gutiérrez, J.M., D. San-Martín, S. Brands, R. Manzanás & S. Herrera (2013): Reassessing statistical downscaling techniques for their robust application under climate change conditions. *Journal of Climate*, 26(1), 171-188.

Hawkins, D.M. (2004): The problem of overfitting. *Journal of chemical information and computer sciences*, 44(1), 1-12.

Hawkins, D.M. (1977): Testing a sequence of observations for a shift in location. *Journal of the American Statistical Association*(72), 180-186.

Henne, P.D., C. Elkin, D. Colombaroli, S. Samartin, H. Bugmann, O. Heiri & W. Tinner (2013): Impacts of changing climate and land use on vegetation dynamics in a Mediterranean ecosystem: insights from paleoecology and dynamic modeling. *Landscape Ecology*, 28(5), 819-833.

Hertig, E. (2004): *Niederschlags- und Temperaturabschätzungen für den Mittelmeerraum unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt*. Würzburg: University of Wuerzburg.

Hertig, E. & J. Jacobeit (2008): Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques. *International Journal of Climatology*, 28(8), 1025-1045.

Hertig, E. & J. Jacobeit (2013): A novel approach to statistical downscaling considering nonstationarities: application to daily precipitation in the Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2), 520-533.

Hertig, E. & J. Jacobeit (2015): Considering observed and future nonstationarities in statistical downscaling of Mediterranean precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, 122(3-4), 667-683.

Hertig, E., C. Beck, H. Wanner & J. Jacobeit (2015): A review of non-stationarities in climate variability of the last century with focus on the North Atlantic–European sector. *Earth-Science Reviews*, 147, 1-17.

Hertig, E., A. Paxian, G. Vogt, S. Seubert, H. Paeth & J. Jacobeit (2012): Statistical and dynamical downscaling assessments of precipitation extremes in the Mediterranean area. *Meteorologische Zeitschrift*, 21(1), 61-77.

Hertig, E., S. Seubert, A. Paxian, G. Vogt, H. Paeth & J. Jacobeit (2013): Changes of total versus extreme precipitation and dry periods until the end of the 21st century: statistical assessments for the Mediterranean area. *Theoretical Applied Climatology*, 111(1-2), 1-20.

Hertig, E., S. Seubert, A. Paxian, G. Vogt, H. Paeth & J. Jacobeit (2014): Statistical modeling of extreme precipitation indices for the Mediterranean area under future climate change. *International Journal of Climatology* 34(4), S. 1132-1156.

Herve, A. (2003): Factor rotations in factor analyses. In M. Lewis-Beck, A. Bryman, & T. Futing (Hrsg.), *Encyclopedia of Social Sciences Research Methods* (S. 792-795). Thousand Oaks, CA: Sage.

HMSO (1962): *Weather in the Mediterranean I: General Meteorology* (2 Ausg.). London: HMSO.

Hurrell, J.W. & H. van Loon (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. In H. F. Diaz, M. Beniston, & R. Bradley (Hrsg.), *Climatic Change at high elevation sites* (S. 69-94). Dordrecht: Springer.

Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen & M. Visbeck (2003): An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact*, 1-35.

- Hurrell, J.W., Y. Kushnir & M. Visbeck (2001): The north Atlantic oscillation. *Science*, 291(5504), 603-605.
- Huth, R. (1999): Statistical downscaling in central Europe: evaluation of methods and potential predictors. *Climate Research*, 13(2), 91-101.
- Iglesias, A., C. Rosenzweig & D. Pereira (2007): Agricultural impacts of climate change in Spain: developing tools for spatial analysis. *Global Environmental Change*, 10(1), 69-80.
- IPCC (2013a): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. Midgley (eds.)]. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- IPCC (2013b): Summary for Policymakers. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. Midgley (eds.)]. (S.1-30) Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Jacobeit, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen. *Die Erde*(124), 63-77.
- Jacobeit, J. (2007): Zusammenhänge und Wechselwirkungen im Klimasystem. In W. Endlicher, & F.W. Gerstengarbe (Hrsg.), *Klimawandel- Einblicke, Rückblicke und Ausblicke* (S. 1-16). Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung.
- Jacobeit, J., A. Dünkeloh & E. Hertig (2005): Die Niederschlagsentwicklung im mediterranen Raum und ihre Ursachen. In J. L. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer, L. Karbe, & C. D. Schönwiese (Hrsg.), *Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Genügend Wasser für alle- ein universelles Menschenrecht* (S. 317-322). Hamburg: Wissenschaftliche Auswertungen.
- Jacobeit, J., E. Hertig, S. Seubert & K. Lutz (2014): Statistical downscaling for climate change projections in the Mediterranean region: methods and results. *Regional Environmental Change*, 14(5), 1891-1906.
- Jolliffe, I.T. (2002): *Principal Component Analysis* (2. Ausg.). New York: Springer.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne & D. Joseph (1996): The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471.
- Kelley, C., M. Ting, R. Seager & Y. Kushnir (2012a): The relative contributions of radiative forcing and internal climate variability to the late 20th century winter drying of the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 38(9-10), 2001-2015.
- Kelley, C., M. Ting, R. Seager & Y. Kushnir (2012b): Mediterranean precipitation climatology, seasonal cycle, and trend as simulated by CMIP5. *Geophysical Research Letters*, 39(21).
- Kistler, R., W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, E. Kalnay, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne & M. Fiorino (2001): The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 247-267.

Klein Tank, A.M.G., J.B. Wijngaard, G.P. Können, R. Böhm, G. Demare, A. Gocheva, M. Mileta, S. Pashiardis, L. Hejkrlik, C. Kern-Hansen, R. Heino, P. Bessemoulin, G. Müller-Westermeier, M. Tzanakou, S. Szalai, T. Palsdottir, D. Fitzgerald, S. Rubin, M. Capaldo, M. Maugeri, A. Leitass, A. Bukantis, R. Aberfeld, A.F.V. van Engelen, E. Forland, M. Miletus, F. Coelho, C. Mares, V. Razuvaev, E. Nieplova, T. Cegnar, J. Antonio Lopez, B. Dahlström, A. Moberg, W. Kirchhofer, A. Ceylan, O. Pachaliuk, L.V. Alexander & P. Petrovic (2002): Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, 22(12), 1441-1453.

Koenker, R. & B. Bassett (1978): Regression quantiles. *Econometrica*, 46(1), 33-50.

Koenker, R. & K. Hallock (2001): Quantile Regression: An introduction. *Journal of Economic Perspectives*, 15(4), 43-56.

Koenker, R., S. Portnoy, P. Ng, A. Zeileis, P. Grosjean & B. Ripley (2013): Quantreg: Quantile regression. R package version 5.05.

Kostopoulou, E. & P.D. Jones (2007a): Comprehensive analysis of the climate variability in the Eastern Mediterranean. Part I: Map-pattern classification. *International Journal of Climatology*, 27(9), 1189-1214.

Kostopoulou, E. & P.D. Jones (2007b): Comprehensive analysis of the climate variability in the Eastern Mediterranean. Part II: relationships between atmospheric circulation patterns and surface climatic elements. *International Journal of Climatology*, 27(10), 1351-1371.

Krichak, S.O. & P. Alpert (2005a): Signatures of the NAO in the atmospheric circulation during wet winter months over the Mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology*, 82(1-2), 27-39.

Krichak, S.O. & P. Alpert (2005b): Decadal trends in the East Atlantic-Western Russia Pattern and Mediterranean Precipitation. *International Journal of Climatology*, 25, 183-192.

Krichak, S.O., J.S. Breitgand, R. Samuels & P. Alpert (2011): A double-resolution transient RCM climate change simulation experiment for near-coastal eastern zone of the Eastern Mediterranean region. *Theoretical and Applied Climatology*, 103(1-2), 167-195.

Krichak, S.O., M. Tsidulko & P. Alpert (2000): Monthly synoptic patterns associated with wet/dry conditions in the eastern Mediterranean. *Theoretical and Applied Climatology*, 65(3-4), 215-229.

Kunstmann, H., A. Heckl & A. Rimmer (2006): Physically based distributed hydrological modelling of the Upper Jordan catchment and investigation of effective model equations. *Advances in Geosciences*, 9, 123-130.

Kutiel, H., P. Maheras & S. Guika (1996): Circulation and extreme rainfall conditions in the eastern Mediterranean during the last century. *International Journal of Climatology*, 16(1), 73-92.

Latorre, J.G., J. Garcia-Latorre & A. Sanchez-Picon (2001): Dealing with aridity: socio-economic structures and environmental changes in an arid Mediterranean region. *Land Use Policy*, 18(1), 53-64.

Lelieveld, J., P. Hadjinicolaou, E. Kostopoulou, J. Chenoweth, M. El Maayar, C. Giannakopoulos, C. Hannides, M.A. Lange, M. Tanarhte, E. Tyrlis & E. Xoplaki (2012): Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Climate Change*, 114(3-4), 667-687.

- Lionello, P. & F. Giorgi (2007): Winter precipitation and cyclones in the Mediterranean region: future climate scenarios in a regional simulation. *Advances in Geosciences*, 12, 153-158.
- Lionello, P., F. Abrantes, M. Gacic, S. Planton, R.M. Trigo & U. Ulbrich (2014): The climate of the Mediterranean region: research progress and climate change impacts. *Regional Environmental Change*, 14(5), 1679-1684.
- Luković, J., B. Bajat, D. Blagojević & M. Kilibarda (2014): Spatial pattern of recent rainfall trends in Serbia (1961–2009). *Regional Environmental Change*, 14(5), 1789-1799.
- Luterbacher, J., E. Xoplaki, C. Casty, H. Wanner, A. Pauling, M. Küttel, S. Brönnimann, E. Fischer, D. Fleitmann, F.J. Gonzalez-Ruoco, R. Garcia-Herrera, M. Barriendos, F. Rodrigo, J.C. Gonzalez-Hidalgo, M.A. Saz, L. Gimeno, P. Ribera, M. Brunet, H. Paeth, N. Rambu, T. Felis, J. Jacobeit, A. Dünkeloh, E. Zorita, J. Guiot, M. Türkeş, M.J. Alcoforado, R.M. Trigo, D. Wheeler, S. Tett, M.E. Mann, R. Touchan, D.T. Shindell, S. Silenzi, P. Montagna, D. Camuffo, A. Mariotti, T. Nanni, M. Brunetti, M. Maugeri, C. Zeferos, S. de Zolt, P. Lionello, M.F. Nunes, V. Rath, H. Beltrami, E. Garnier & E.L.R. Ladurie (2006): Mediterranean climate variability over the last centuries: a review. *Developments in Earth and environmental Sciences*, 4, 27-148.
- Maheras, P. & C. Anagnostopoulou (2003): Circulation types and their influence on the interannual variability and precipitation changes in Greece. In H. J. Bolle (Hrsg.), *Mediterranean Climate: Variability and Trends* (S. 215-239). Berlin, Heidelberg: Springer.
- Maheras, P., K. Tolika, C. Anagnostopoulou, M. Vafiadis, I. Patrikas & H. Flocas (2004): On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece. *International Journal of Climatology*, 24(13), 1695-1712.
- Maraun, D., F. Wetterhall, A.M. Ireson, R.E. Chandler, E.J. Kendon, M. Widmann, S. Brienen, H.W. Rust, T. Sauter, M. Themeßl, V.K.C. Venema, K.P. Chun, C.M. Goodess, R.G. Jones, C. Onof, M. Vrac & I. Thiele-Eich (2010): Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3).
- Mariotti, A. & A. Dell'Aquila (2012): Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and region processes. *Climate Dynamics*, 38(5-6), 1129-1145.
- Mariotti, A., N. Zeng & K.M. Lau (2002): Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*, 29(12).
- Marschner, I. (2014): Fitting generalized linear models (R-package glm2).
- Martius, O., C. Schwierz & H.C. Davies (2008): Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(631), 417-428.
- Massacand, A.C., H. Wernli & H.C. Davies (1998): Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper-level precursor. *Geophysical Research Letters*, 25(9), 1435-1438.
- McGinley, J. (1982): A diagnosis of Alpine lee cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 110(9), 1271-1287.
- Merkenschlager, C., E. Hertig & J. Jacobeit (2016): Non-stationarities in the relationships of heavy precipitation events in the Mediterranean area and the large-scale circulation in the second half of the 20th century. *Global and Planetary Change*.

Moberg, A. & P.D. Jones (2005): Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe, 1901-99. *International Journal of Climatology*, 25(9), 1149-1172.

Moberg, A., P.D. Jones, D. Lister, A. Walther, M. Brunet, J. Jacobeit, L.V. Alexander, P.M. Della-Marta, J. Luterbacher, P. Yiou, D. Chen, A.M.G. Klein Tank, O. Saladie, J. Sigro, E. Aguilar, H. Alexandersson, C. Almarza, I. Auer, M. Barriendos, M. Begert, H. Bergström, R. Böhm, C.J. Butler, J. Caesar, A. Drebs, D. Founda, F.W. Gerstengarbe, G. Micela, M. Maugeri, H. Österle, K. Pandzic, M. Petrakis, L. Srnec, R. Tolasz, H. Tuomenvirta, P.C. Werner, H. Linderholm, A. Philipp, H. Wanner & E. Xoplaki (2006): Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901-2000. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D22), 1984-2012.

Moss, R.H., J.A. Edmonds, K.A. Hibbard, M.R. Manning, S.K. Rose, D.P. van Vuuren, T.R. Carter, S. Emori, M. Kainuma, T. Kram, G.A. Meehl, J.F.B. Mitchell, N. Nakicenovic, K. Riahi, S.J. Smith, R.J. Stouffer, A.M. Thomson, J.P. Weyant & T.J. Wilbanks (2010): The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747-756.

Murphy, A.H. (1988): Skill Scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *Monthly Weather Review*, 116(12), 2417-2424.

Nissen, K.M., G.C. Leckebusch, J.G. Pinto & U. Ulbrich (2014): Mediterranean cyclones and windstorms in a changing climate. *Regional Environmental Change*, 14(5), 1873-1890.

Nissen, K.M., G.C. Leckebusch, J.G. Pinto, D. Renggli, S. Ulbrich & U. Ulbrich (2010): Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large scale patterns. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(7), 1379-1391.

Norrant, C. & A. Douguédroit (2006): Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000). *Theoretical and Applied Climatology*, 83(1-4), 89-106.

Oikonomou, C., H.A. Flocas, M. Hatzaki, D.N. Asimakopoulos & C. Giannakopoulos (2008): Future changes in the occurrence of extreme precipitation events in eastern Mediterranean. *Global Nest Journal*, 10(2), 255-262.

Paeth, H. (2007): Klimamodellsimulationen. In W. Endlicher, & F.W. Gerstengarbe (Hrsg.), *Klimawandel- Einblicke, Rückblicke und Ausblicke* (S. 44-55). Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung.

Paeth, H. & A. Hense (2005): Mean versus extreme climate in the Mediterranean region and its sensitivity to future global warming conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 14(3), 329-347.

Pastor, F., M.J. Estrela, D. Peñarrocha & M.M. Millán (2001): Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast: Modeling the effects of the sea surface temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 40(7), 1180-1195.

Pausas, J.G. (2004): Changes in fire and climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean basin). *Climatic Change*, 63(3), 337-350.

Pettitt, A.N. (1979): A non-parametric approach to the change-point detection. *Applied Statistics*(28), 126–135.

- Philandras, C.M., P.T. Nastos, J. Kapsomenakis, K.C. Douvis, G. Tselioudis & C.S. Zerefos (2011): Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(12), 3235-3250.
- Preisendorfer, R.W. (1988): *Principal component analysis in meteorology and oceanography* (Vol. 425) (C. D. Moberley Ausg.). Amsterdam: Elsevier.
- Quintana-Seguí, P., F. Habets & E. Martin (2011): Comparison of past and future Mediterranean high and low extremes of precipitation and river flow projected using different statistical downscaling methods. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(5), 1411-1432.
- R Development Core Team (2003): *R: A language and environment for statistical computing*. Von <http://www.R-project.org> abgerufen
- Rodrigo, F.S. & R.M. Trigo (2007): Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002. *International Journal of Climatology*, 27(4), 513-529.
- Rüschendorf, L. (2014): Invarianz und Äquivarianz. In *Mathematische Statistik* (S. 249-295). Berlin Heidelberg: Springer.
- Saaroni, H., N.Z. Halfon, P. Alpert & H. Kutiel (2010): Links between the rainfall regime in Israel and location and intensity of Cyprus lows. *International Journal of Climatology*, 30(7), 1014-1025.
- Schönwiese, C.D. & J. Rapp (1997): *Climate Trend Atlas of Europe Based on Observations 1891–1990*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Seidel, D.J., Q. Fu, W.J. Randel & T.J. Reichler (2008): Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nature Geoscience*, 1(1), 21-24.
- Serreze, M.C., F. Carse, R.G. Barry & J.C. Rogers (1997): Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Climate*, 10(3), 453-464.
- Shay-El, Y. & P. Alpert (1991): A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117(500), 715-747.
- Stefanova, A., C. Hesse & V. Krysanova (2015): Combined impacts of medium term socio-economic changes and climate change on water resources in a managed Mediterranean catchment. *Water*, 7(4), 1538-1567.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer & G.A. Meehl (2012): An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485-498.
- Teutschbein, C., F. Wetterhall & J. Seibert (2011): Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale. *Climate Dynamics*, 37(9-10), 2087-2105.
- Toreti, A., P. Giannakaki & O. Martius (2015): Precipitation extremes in the Mediterranean region and associated upper-level synoptic-scale flow structures. *Climate Dynamics*, 1-17.
- Tramblay, Y., L. Neppel, J. Carreau & E. Sanchez-Gomez (2012): Extreme value modelling of daily areal rainfall over Mediterranean catchments in a changing climate. *Hydrological Processes*, 26(25), 3934-3944.

Trigo, I.F., T.D. Davies & G.R. Bigg (2000): Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letters*, 27(18), 2913-2916.

Trigo, R.M., & J.P. Palutikof (2001): Precipitation scenarios over Iberia: a comparison between direct GCM output and different downscaling techniques. *Journal of Climate*, 14(23), 4422-4446.

Tsvieli, Y. & A. Zangvil (2005): Synoptic climatological analysis of 'wet' and 'dry' Red Sea Troughs over Israel. *International Journal of Climatology*, 25(15), 1997-2015.

Ulbrich, U., P. Lionello, D. Belusic, J. Jacobeit, P. Knippertz, F.G. Kuglitsch, G.C. Leckebusch, S. Seubert, A. Toreti, E. Xoplaki & B. Ziv (2012): Climate of the Mediterranean: Synoptic Patterns, Temperature, Precipitation, Winds, and Their Extremes. In P. Lionello (Hrsg.), *The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future*. London [u.a]: Elsevier.

van Loon, H. & J.C. Rogers (1978): The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description. *Monthly Weather Review*, 106(3), 296-310.

Vial, J. & T.J. Osborn (2012): Assessment of atmosphere-ocean general circulation model simulations of winter northern hemisphere atmospheric blocking. *Climate dynamics*, 39(1-2), 95-112.

von Neumann, J. (1941): Distribution of the ratio of the mean square successive difference to the variance. *Annals of Mathematical Statistics*, 13, 367-395.

von Storch, H. & F.W. Zwiers (2003): *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge [u.a.]: Cambridge University Press.

von Storch, H., S. Güss & M. Heimann (1999): *Das Klimasystem und seine Modellierung- Eine Einführung*. Berlin [u.a]: Springer.

Wijngaard, J.B., A.M.G. Klein Tank & G.P. Können (2003): Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23(6), 679-692.

Wilby, R.L. (1998): Statistical downscaling of daily precipitation using daily airflow and seasonal teleconnection indices. *Climate Research*, 10(3), 163-178.

Wilby, R.L. & T.M. Wigley (1997): Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21(4), 530-548.

Wilby, R.L. & T.M. Wigley (2000): Precipitation predictors for downscaling: observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology*, 20(6), 641-661.

Wilby, R.L., S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton & L.O. Mearns (2004): Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. 8, 1-27.

Wilby, R.L., C.W. Dawson & E.M. Barrow (2002): SDSM- a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software*, 17(2), 145-157.

Wilks, D.S. (2011): *Statistical methods in the atmospheric sciences* (3. Ausg.). Amsterdam: Academic Press.

Wilks, D.S. (2013): Projecting "normals" in a nonstationary climate. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(2), 289-302.

- Wrigley, N. (1976): An introduction to the use of logit models in geography. *Concepts and techniques in modern geography*, 10, 1-32.
- Xoplaki, E., J.F. Gonzalez-Rouco, J. Luterbacher & H. Wanner (2004): Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*, 23(1), 63-78.
- Xoplaki, E., J. Luterbacher, R. Burkard, I. Patrikas & P. Maheras (2000): Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Climate Research*, 14(2), 129-146.
- Zangvil, A., S. Karas & A. Sasson (2003): Connection between Eastern Mediterranean seasonal mean 500hPa height and sea-level pressure patterns and the spatial rainfall distribution over Israel. *International Journal of Climatology*, 25, 1567-1576.
- Ziv, B., U. Dayan, Y. Kushnir, C. Roth & Y. Enzel (2006): Regional and global atmospheric patterns governing rainfall in the southern Levant. *International Journal of Climatology*, 26(1), 55-73.
- Ziv, B., H. Saaroni, R. Pargament, T. Harpaz & P. Alpert. (2014): Trends in rainfall regime over Israel, 1975–2010, and their relationship to large-scale variability. *Regional Environmental Change*, 14(5), 1751-1764.

Anhang A

Tabelle A 1: Überblick über die Zuordnung der Stationen (Identifikationsnummer, ID) zu den entsprechenden Niederschlagsregionen (PC) anhand der maximalen absoluten Ladungen (Ldg) in der Jahreszeit **Herbst**. Umfang (N) sowie Anfang (Anf) und Ende (End) beschreiben den maximalen Umfang nach dem modifizierten Ansatz von Moberg & Jones (2005). Die Spalte MD gibt die Anzahl der Tage an, die nicht ersetzt werden konnten. Die Spalte Test gibt an, welche und wie viele Homogenitätstests eine Inhomogenität innerhalb der Niederschlagsdatensätze anzeigen (I = nicht normalverteilt; II = Standard Normal Homogeneity Test; III = Buishand Range Test; IV = Pettitt-Test; V = von Neumann Ratio; VI = Relativer Homogenitätstest). 260

Tabelle A 2: Überblick über die Zuordnung der Stationen (Identifikationsnummer, ID) zu den entsprechenden Niederschlagsregionen (PC) anhand der maximalen absoluten Ladungen (Ldg) in der Jahreszeit **Winter**. Umfang (N) sowie Anfang (Anf) und Ende (End) beschreiben den maximalen Umfang nach dem modifizierten Ansatz von Moberg & Jones (2005). Die Spalte MD gibt die Anzahl der Tage an, die nicht ersetzt werden konnten. Die Spalte Test gibt an, welche und wie viele Homogenitätstests eine Inhomogenität innerhalb der Niederschlagsdatensätze anzeigen (I = nicht normalverteilt; II = Standard Normal Homogeneity Test; III = Buishand Range Test; IV = Pettitt-Test; V = von Neumann Ratio; VI = Relativer Homogenitätstest). 262

Tabelle A 3: Überblick über die Zuordnung der Stationen (Identifikationsnummer, ID) zu den entsprechenden Niederschlagsregionen (PC) anhand der maximalen absoluten Ladungen (Ldg) in der Jahreszeit **Frühling**. Umfang (N) sowie Anfang (Anf) und Ende (End) beschreiben den maximalen Umfang nach dem modifizierten Ansatz von Moberg & Jones (2005). Die Spalte MD gibt die Anzahl der Tage an, die nicht ersetzt werden konnten. Die Spalte Test gibt an, welche und wie viele Homogenitätstests eine Inhomogenität innerhalb der Niederschlagsdatensätze anzeigen (I = nicht normalverteilt; II = Standard Normal Homogeneity Test; III = Buishand Range Test; IV = Pettitt-Test; V = von Neumann Ratio; VI = Relativer Homogenitätstest). 264

*Tabelle A 1: Überblick über die Zuordnung der Stationen (Identifikationsnummer, ID) zu den entsprechenden Niederschlagsregionen (PC) anhand der maximalen absoluten Ladungen (Ldg) in der Jahreszeit **Herbst**. Umfang (N) sowie Anfang (Anf) und Ende (End) beschreiben den maximalen Umfang nach dem modifizierten Ansatz von Moberg & Jones (2005). Die Spalte MD gibt die Anzahl der Tage an, die nicht ersetzt werden konnten. Die Spalte Test gibt an, welche und wie viele Homogenitätstests eine Inhomogenität innerhalb der Niederschlagsdatensätze anzeigen (I = nicht normalverteilt; II = Standard Normal Homogeneity Test; III = Buishand Range Test; IV = Pettitt-Test; V = von Neumann Ratio; VI = Relativer Homogenitätstest).*

PC	ID	Station	Lon	Lat	Anf	End	N	Ldg	MD	Test
1	36	Barcelos	-8.62	41.53	1950	2006	57	-0.8841	91	
	4	Coimbra	-8.42	40.20	1950	1994	45	-.06729		
	29	Braganca	-6.73	41.80	1950	2008	59	-0.7257	62	
	31	Porto	-8.60	41.13	1950	2008	59	-0.8826	88	
	34	Extremo	-8.47	41.96	1960	2000	41	-0.8178	30	
	35	Ponte	-8.59	41.77	1950	2006	57	-0.8708	91	
	37	Amarante	-8.07	41.27	1961	2002	42	-0.8860		
	38	Campi	-8.22	40.68	1950	1996	47	-0.8548		
	39	Aguiar	-7.54	40.81	1950	1996	47	-0.7465		
	89	Pnhel	-7.01	40.77	1950	2005	56	-0.5929	92	
	91	Gafanha	-8.70	40.62	1950	2005	56	-0.7364	92	
2	56	Safed (Har)	35.50	32.96	1958	2003	46	0.9526		I
	18	Safed (Har)	35.50	32.97	1950	2005	56	0.9490	259	
	47	Bet	34.80	32.00	1950	2007	47	0.6236	197	
	59	Eilon	35.21	33.05	1958	2003	46	0.8556		I
	60	Kefar	35.56	33.23	1958	2003	46	0.8849		
	61	Kefar	35.60	33.18	1958	2003	46	0.9137		I
	62	Kebutzat	35.55	32.75	1958	2003	46	0.8615		I
	63	Qiryant-Shaut	34.82	32.11	1958	2003	46	0.6677		I
	65	Dorot	34.66	31.33	1958	2003	46	0.5230		I
	67	Ramat-David	35.18	32.67	1958	2003	46	0.8891		
3	80	Sevilla	-5.88	37.42	1950	2006	57	0.7457	91	
	41	Cordoba	-4.85	37.85	1958	2007	50	0.7380	101	
	69	Cadiz	-6.20	36.45	1950	2006	57	0.5494	182	
	73	Badajoz	-6.82	38.88	1950	2006	57	0.4476	91	
	79	Ciudad-Real	-3.92	38.98	1950	2006	57	0.5727	182	
	81	Granada	-3.62	37.13	1950	2006	57	0.5851	92	
	83	Huelva	-6.90	37.27	1950	2006	57	0.6027	92	
	84	Malaga	-4.48	36.67	1950	2006	57	0.7566	93	
4	28	Beja	-7.87	38.02	1950	2008	59	0.7920	65	
	30	Lisboa	-9.15	38.72	1950	2008	59	0.5716	61	
	32	Tavira	-7.65	37.12	1950	1994	45	0.6260		
	90	Serpa	-7.62	37.95	1950	2005	56	0.7356	92	
	92	Monfor	-7.43	39.05	1950	2004	55	0.6400	91	
	93	Reliqu	-8.48	37.70	1950	2005	56	0.7390	91	
	94	Grando	-8.57	38.17	1950	2005	56	0.7078	129	
5	82	Valladolid	-4.77	41.63	1950	2006	57	-0.8361	91	
	75	Burgos	-3.60	42.35	1950	2006	57	-0.6524	91	
	76	Salamanca	-5.48	40.93	1950	2006	57	-0.7869	91	
	87	Leon	-5.63	42.58	1950	2006	57	-0.6340		
	88	Zamora	-5.73	41.51	1950	2006	57	-0.7841	97	
6	9	Limassol	33.05	34.67	1950	2008	59	0.8291	61	
	7	Amiandos	32.92	34.93	1950	2004	55	0.8166		
	8	Larnaca	33.63	34.92	1950	2008	59	0.7355	62	
	10	Nicosia	33.35	35.17	1950	2003	44	0.5890	62	I
	11	Polis	32.43	35.03	1950	2004	45	0.6790	91	

Fortsetzung Tabelle A 1:

PC	ID	Station	Lon	Lat	Anf	End	N	Ldg	MD	Test
7	68	Beer-Sheva	34.78	31.23	1958	2003	46	0.9175		I
	20	Beer	34.82	31.25	1950	2005	56	0.9173	192	I
	66	Sed'e	34.78	30.86	1958	2003	46	0.7888		I
8	44	Nimes	4.41	43.86	1950	2008	59	-0.8086	63	
	45	Orange	4.85	44.14	1959	2007	49	-0.8287	1	
	46	Sete	3.69	43.40	1951	2007	57	-0.5581	3	
	54	Marseille	5.40	43.30	1950	2005	56	-0.7843	91	
9	57	Tel Aviv	34.77	32.09	1958	2003	46	-0.7406		I
	17	Tel Aviv	34.78	32.10	1950	2007	58	-0.7382	197	
10	6	Tortosa	-0.49	40.82	1950	2003	54	-0.9043		
	71	Huesca	-0.32	42.08	1950	1999	50	-0.5623	91	
	85	Zaragoza	-1.00	41.65	1950	2006	57	-0.6211	91	
	86	Tortosa	0.48	40.82	1950	2006	57	-0.9043	91	
11	21	Bologna	11.25	44.48	1950	2008	59	0.9363	63	
	2	Bologna	11.50	44.48	1950	2003	44	0.9363	91	
	22	Ferrara	11.50	44.82	1950	2002	43	0.7549	30	
12	51	Gospic	15.37	44.55	1950	2008	59	-0.8421	64	
	33	Tirana	19.78	41.33	1950	1990	41	-0.3981	10	
	50	Reijka	14.45	45.33	1950	2008	59	-0.7288	62	
	53	Zavizan	14.98	44.82	1953	2007	55	-0.8506	34	
13	43	Chania	24.03	35.50	1958	2007	50	-0.9205	1	
	14	Heraklion	25.18	35.33	1955	2007	53	-0.7686	2	I
	40	Souda	24.12	35.48	1958	2007	50	-0.9005	1	
14	49	Lastovo	16.90	42.77	1950	2006	57	-0.7414	35	
	48	Split	16.43	43.52	1950	2008	59	-0.7521	62	
	52	Hvar	16.45	43.17	1950	2008	59	-0.8442	66	
15	58	Jerusalem	35.21	31.76	1958	2003	46	-0.7042		I
	19	Jerusalem	35.22	31.77	1950	2003	54	-0.7042	91	I
	64	Qiryant-Anav	35.12	31.80	1958	2003	46	-0.6694		I
16	24	Mantova	10.75	45.15	1950	2003	54	0.7307	15	
	23	Genua	9.00	44.40	1950	2002	53	0.6277		
	27	Verona	10.87	45.38	1951	2007	57	0.7404	77	
17	15	Larissa	22.45	39.65	1955	2007	53	0.7584		
	55	Thessaloniki	22.95	40.63	1950	2002	53	0.7598	182	II
18	77	Alicante	-0.48	38.37	1950	2006	57	0.8209	91	
	72	Murcia	-1.12	38.00	1950	2006	57	0.7785	91	
	74	Valencia	-0.37	39.47	1950	2006	57	0.6833	91	
19	16	Methoni	21.70	36.83	1956	2007	52	-0.6144		
	1	Athen	23.72	37.97	1950	2002	53	-0.4808	2	I
	42	Argostoli	20.48	38.12	1958	2000	43	-0.4443		
20	5	Soria	-2.48	41.44	1950	2003	54	-0.7814	91	
	70	Madrid	-3.67	40.40	1950	2006	57	-0.4837	91	
	78	Soria	-2.48	41.77	1950	2006	57	-0.7812	182	
21	25	Brindisi	17.93	40.63	1951	2003	53	-0.6671		
	3	Palermo	13.36	38.11	1953	2002	50	-0.6993	2	
	13	Corfu	19.92	39.62	1955	2007	53	-0.3889		
22	26	Cagliari	9.05	39.23	1951	2008	58	0.7075	61	
	12	Perpignan	2.87	42.74	1950	2008	59	0.5304	62	

*Tabelle A 2: Überblick über die Zuordnung der Stationen (Identifikationsnummer, ID) zu den entsprechenden Niederschlagsregionen (PC) anhand der maximalen absoluten Ladungen (Ldg) in der Jahreszeit **Winter**. Umfang (N) sowie Anfang (Anf) und Ende (End) beschreiben den maximalen Umfang nach dem modifizierten Ansatz von Moberg & Jones (2005). Die Spalte MD gibt die Anzahl der Tage an, die nicht ersetzt werden konnten. Die Spalte Test gibt an, welche und wie viele Homogenitätstests eine Inhomogenität innerhalb der Niederschlagsdatensätze anzeigen (I = nicht normalverteilt; II = Standard Normal Homogeneity Test; III = Buishand Range Test; IV = Pettitt-Test; V = von Neumann Ratio; VI = Relativer Homogenitätstest).*

PC	ID	Station	Lon	Lat	Anf	End	N	Ldg	MD	Test
1	36	Barcelos	-8.62	41.53	1951	2006	57	0.8856		
	4	Coimbra	-8.42	40.20	1951	1994	45	0.7792		
	29	Braganca	-6.73	41.80	1951	2008	59	0.7366	1	
	31	Porto	-8.60	41.13	1951	2008	59	0.8836	17	
	34	Extremo	-8.47	41.96	1961	2000	41	0.8271		
	35	Ponte	-8.59	41.77	1951	2006	57	0.8779		
	37	Amarante	-8.07	41.27	1962	2002	42	0.9122		
	38	Campi	-8.22	40.68	1951	1996	47	0.8922		
	39	Aguiar	-7.54	40.81	1951	1996	47	0.7710		
	89	Pnhel	-7.01	40.77	1951	2005	56	0.6933	16	
	91	Gafanha	-8.70	40.62	1951	2005	56	0.7551	31	I
2	56	Safed (Har)	35.50	32.96	1959	2003	46	0.9438		
	18	Safed (Har)	35.50	32.97	1951	2005	56	0.9132	92	
	59	Eilon	35.21	33.05	1959	2003	46	0.9041		
	60	Kefar	35.56	33.23	1959	2003	46	0.9116		
	61	Kefar	35.60	33.18	1959	2003	46	0.9215		
	62	Kebutzat	35.55	32.75	1959	2003	46	0.8045		
	67	Ramat-David	35.18	32.67	1959	2003	46	0.7789		
3	80	Sevilla	-5.88	37.42	1951	2006	57	0.8431	6	I
	41	Cordoba	-4.85	37.85	1959	2007	50	0.7556	114	
	69	Cadiz	-6.20	36.45	1951	2006	57	0.5535	90	
	70	Madrid	-3.67	40.40	1951	2006	57	0.5646	1	
	73	Badajoz	-6.82	38.88	1951	2006	57	0.6183	2	
	79	Ciudad-Real	-3.92	38.98	1951	2006	57	0.5828	47	I,V
	81	Granada	-3.62	37.13	1951	2006	57	0.5996	30	
	83	Huelva	-6.90	37.27	1951	2006	57	0.7416	28	I
	84	Malaga	-4.48	36.67	1951	2006	57	0.7034	28	I
4	28	Beja	-7.87	38.02	1951	2008	59	0.8314	2	
	30	Lisboa	-9.15	38.72	1951	2008	59	0.6537	4	
	32	Tavira	-7.65	37.12	1951	1994	45	0.7195		I
	90	Serpa	-7.62	37.95	1951	2005	56	0.7882	1	
	92	Monfor	-7.43	39.05	1951	2004	55	0.6691	46	
	93	Reliqu	-8.48	37.70	1951	2005	56	0.7316	21	
	94	Grando	-8.57	38.17	1951	2005	56	0.6287	27	
5	82	Valladolid	-4.77	41.63	1951	2006	57	0.8124	28	
	75	Burgos	-3.60	42.35	1951	2006	57	0.6568	28	
	76	Salamanca	-5.48	40.93	1951	2006	57	0.6726	28	
	87	Leon	-5.63	42.58	1951	2006	57	0.6732		
	88	Zamora	-5.73	41.51	1951	2006	57	0.7979	32	
6	9	Limassol	33.05	34.67	1951	2008	59	0.8615		
	7	Amiandos	32.92	34.93	1951	2004	55	0.8516	90	I
	8	Larnaca	33.63	34.92	1951	2008	59	0.8146		
	10	Nicosia	33.35	35.17	1951	2003	44	0.7590	105	I,II
	11	Polis	32.43	35.03	1951	2004	45	0.7743	90	
7	68	Beer-Sheva	34.78	31.23	1959	2003	46	-0.9236		
	20	Beer	34.82	31.25	1951	2005	56	-0.9236		
	65	Dorot	34.66	31.33	1959	2003	46	-0.5887		
	66	Sed'e	34.78	30.86	1959	2003	46	-0.8693		

Fortsetzung Tabelle A 2:

PC	ID	Station	Lon	Lat	Anf	End	N	Ldg	MD	Test
8	44	Nimes	4.41	43.86	1951	2008	59	-0.8592		IV
	45	Orange	4.85	44.14	1960	2007	49	-0.8339	3	I
	54	Marseille	5.40	43.30	1951	2005	56	-0.8169	63	
9	57	Tel Aviv	34.77	32.09	1959	2003	46	-0.8232		
	17	Tel Aviv	34.78	32.10	1951	2007	58	-0.8233	180	II
	47	Bet	34.80	32.00	1951	2007	58	-0.6857		
	63	Qiryant-Shaut	34.82	32.11	1959	2003	46	-0.7548		
10	6	Tortosa	-0.49	40.82	1951	2003	54	0.9146		I
	85	Zaragoza	-1.00	41.65	1951	2006	57	0.6176	28	I
	86	Tortosa	0.48	40.82	1951	2006	57	0.9146	28	I
11	21	Bologna	11.25	44.48	1951	2008	59	-0.9282	1	
	2	Bologna	11.50	44.48	1951	2003	44	-0.9282	91	II
	22	Ferrara	11.50	44.82	1951	2002	43	-0.6744	118	
12	51	Gospic	15.37	44.55	1951	2008	59	-0.8463		
	33	Tirana	19.78	41.33	1951	1990	41	-0.4031	5	II
	50	Reijka	14.45	45.33	1951	2008	59	-0.7097	1	
	53	Zavizan	14.98	44.82	1954	2007	55	-0.8248	2	
13	43	Chania	24.03	35.50	1959	2007	50	-0.9155		IV
	14	Heraklion	25.18	35.33	1956	2007	53	-0.6764		
	40	Souda	24.12	35.48	1959	2007	50	-0.9068		
14	49	Lastovo	16.90	42.77	1951	2006	57	0.7837	23	II,III
	48	Split	16.43	43.52	1951	2008	59	0.7339		II,III,V
	52	Hvar	16.45	43.17	1951	2008	59	0.8727	5	II,III,IV, V
15	58	Jerusalem	35.21	31.76	1959	2003	46	-0.7372		
	19	Jerusalem	35.22	31.77	1951	2003	54	-0.7372		
	64	Qiryant-Anav	35.12	31.80	1959	2003	46	-0.7070		
16	24	Mantova	10.75	45.15	1951	2003	54	0.8421	2	V
	23	Genua	9.00	44.40	1951	2002	53	0.5448		
	27	Verona	10.87	45.38	1952	2007	57	0.8687	2	V
17	15	Larissa	22.45	39.65	1956	2007	53	-0.7662	121	
	13	Corfu	19.92	39.62	1956	2007	53	-0.4036		II,III
	25	Brindisi	17.93	40.63	1952	2003	53	-0.5893	10	
	55	Thessaloniki	22.95	40.63	1951	2002	53	-0.8074	149	II,V
18	77	Alicante	-0.48	38.37	1951	2006	57	0.8439		I
	72	Murcia	-1.12	38.00	1951	2006	57	0.8154		I
	74	Valencia	-0.37	39.47	1951	2006	57	0.7240	39	
19	16	Methoni	21.70	36.83	1957	2007	52	0.7974	1	
	1	Athen	23.72	37.97	1951	2002	53	0.6986	1	
	42	Argostoli	20.48	38.12	1959	2000	43	0.6374		II,III,IV,V
20	5	Soria	-2.48	41.44	1951	2003	54	0.6155	31	
	71	Huesca	-0.32	42.08	1951	1999	50	0.5571	11	
	78	Soria	-2.48	41.77	1951	2006	57	0.6154	59	V
21	12	Perpignan	2.87	42.74	1951	2008	59	0.6720		
	46	Sete	3.69	43.40	1952	2007	57	0.5353	7	I
22	26	Cagliari	9.05	39.23	1952	2008	58	0.8373	2	
	3	Palermo	13.36	38.11	1954	2002	50	0.4754	14	

*Tabelle A 3: Überblick über die Zuordnung der Stationen (Identifikationsnummer, ID) zu den entsprechenden Niederschlagsregionen (PC) anhand der maximalen absoluten Ladungen (Ldg) in der Jahreszeit **Frühling**. Umfang (N) sowie Anfang (Anf) und Ende (End) beschreiben den maximalen Umfang nach dem modifizierten Ansatz von Moberg & Jones (2005). Die Spalte MD gibt die Anzahl der Tage an, die nicht ersetzt werden konnten. Die Spalte Test gibt an, welche und wie viele Homogenitätstests eine Inhomogenität innerhalb der Niederschlagsdatensätze anzeigen (I = nicht normalverteilt; II = Standard Normal Homogeneity Test; III = Buishand Range Test; IV = Pettitt-Test; V = von Neumann Ratio; VI = Relativer Homogenitätstest).*

PC	ID	Station	Lon	Lat	Anf	End	N	Ldg	MD	Test
1	36	Barcelos	-8.62	41.53	1950	2006	47	-0.9119	93	I
	4	Coimbra	-8.42	40.20	1950	1994	45	-0.7341		
	29	Braganca	-6.73	41.80	1950	2008	59	-0.7143	6	
	31	Porto	-8.60	41.13	1950	2008	59	-0.8639	15	
	34	Extremo	-8.47	41.96	1960	2000	41	0.8632	92	
	35	Ponte	-8.59	41.77	1950	2006	57	-0.8925	93	I, II
	37	Amarante	-8.07	41.27	1961	2002	42	-0.9079		
	38	Campi	-8.22	40.68	1950	1996	47	-0.8867		
	39	Aguiar	-7.54	40.81	1950	1996	47	-0.7600		
	89	Pnhel	-7.01	40.77	1950	2005	56	-0.5725	1	
	91	Gafanha	-8.70	40.62	1950	2005	56	-0.7147	5	
2	56	Safed (Har)	35.50	32.96	1958	2003	46	-0.9057		II
	17	Tel Aviv	34.78	32.10	1950	2007	58	-0.8265	214	
	18	Safed (Har)	35.50	32.97	1950	2005	56	-0.8921	186	
	19	Jerusalem	35.22	31.77	1950	2003	54	-0.8379	27	
	47	Bet	34.80	32.00	1950	2007	58	-0.8167	215	
	57	Tel Aviv	34.77	32.09	1958	2003	46	-0.8265		
	58	Jerusalem	35.21	31.76	1958	2003	46	-0.8379		
	59	Eilon	35.21	33.05	1958	2003	46	-0.8403		
	60	Kefar	35.56	33.23	1958	2003	46	-0.8806		
	61	Kefar	35.60	33.18	1958	2003	46	-0.8755		
	62	Kebutzat	35.55	32.75	1958	2003	46	-0.8495		
	63	Qiryant-Shaut	34.82	32.11	1958	2003	46	-0.8295		
	64	Qiryant-Anav	35.12	31.80	1958	2003	46	-0.8428		
	65	Dorot	34.66	31.33	1958	2003	46	-0.6502		
	67	Ramat-David	35.18	32.67	1958	2003	46	-0.8403		I, II
3	80	Sevilla	-5.88	37.42	1950	2006	57	0.7823	123	
	41	Cordoba	-4.85	37.85	1958	2007	50	0.6969	135	
	69	Cadiz	-6.20	36.45	1950	2006	57	0.5693	184	II
	73	Badajoz	-6.82	38.88	1950	2006	57	0.5352	92	
	79	Ciudad-Real	-3.92	38.98	1950	2006	57	0.4189	184	
	81	Granada	-3.62	37.13	1950	2006	57	0.5901	92	
	83	Huelva	-6.90	37.27	1950	2006	57	0.6808	92	
	84	Malaga	-4.48	36.67	1950	2006	57	0.6876	92	
4	28	Beja	-7.87	38.02	1950	2008	59	-0.8104	7	
	30	Lisboa	-9.15	38.72	1950	2008	59	-0.6207		
	32	Tavira	-7.65	37.12	1950	1994	45	-0.6120		
	90	Serpa	-7.62	37.95	1950	2005	56	-0.7390		
	92	Monfor	-7.43	39.05	1950	2004	55	-0.6999	136	II, III, IV
	93	Reliqu	-8.48	37.70	1950	2005	56	-0.7401	2	
	94	Grando	-8.57	38.17	1950	2005	56	-0.6896	65	
5	82	Valladolid	-4.77	41.63	1950	2006	57	-0.7502	92	
	75	Burgos	-3.60	42.35	1950	2006	57	-0.5431	92	II
	76	Salamanca	-5.48	40.93	1950	2006	57	-0.7020	92	
	87	Leon	-5.63	42.58	1950	2006	57	-0.6327		

Fortsetzung Tabelle A 3:

PC	ID	Station	Lon	Lat	Anf	End	N	Ldg	MD	Test
6	9	Limassol	33.05	34.67	1950	2008	59	0.7972	1	II, V
	7	Amiandos	32.92	34.93	1950	2004	55	0.8206	92	
	8	Larnaca	33.63	34.92	1950	2008	59	0.6945	2	
	10	Nicosia	33.35	35.17	1950	2003	44	0.6156	84	
	11	Polis	32.43	35.03	1950	2004	45	0.7211	92	
7	68	Beer-Sheva	34.78	31.23	1958	2003	46	-0.8190		I I, III
	20	Beer	34.82	31.25	1950	2005	56	-0.8180	119	
	66	Sed'e	34.78	30.86	1958	2003	46	-0.6956		
8	44	Nimes	4.41	43.86	1950	2008	59	0.8845		
	45	Orange	4.85	44.14	1959	2007	49	0.8500		
	46	Sete	3.69	43.40	1951	2007	57	0.6775	2	
	54	Marseille	5.40	43.30	1950	2005	56	0.7643	123	
9	6	Tortosa	-0.49	40.82	1950	2003	54	-0.9156		
	12	Perpignan	2.87	42.74	1950	2008	59	-0.4232		
	71	Huesca	-0.32	42.08	1950	1999	50	-0.5907	31	
	85	Zaragoza	-1.00	41.65	1950	2006	57	-0.6636	92	
	86	Tortosa	0.48	40.82	1950	2006	57	-0.9156	92	
10	21	Bologna	11.25	44.48	1950	2008	59	-0.9180	25	
	2	Bologna	11.50	44.48	1950	2003	44	-0.9180	34	
	22	Ferrara	11.50	44.82	1950	2002	43	-0.6185	92	
11	51	Gospic	15.37	44.55	1950	2008	59	-0.8015	1	I, II
	50	Reijka	14.45	45.33	1950	2008	59	-0.7295	1	
	53	Zavizan	14.98	44.82	1953	2007	55	-0.7568	97	
12	43	Chania	24.03	35.50	1958	2007	50	-0.8945	5	
	40	Souda	24.12	35.48	1958	2007	50	-0.8704	5	
	14	Heraklion	25.18	35.33	1955	2007	53	-0.7816	3	
13	49	Lastovo	16.90	42.77	1950	2006	57	0.7552	34	
	33	Tirana	19.78	41.33	1950	1990	41	0.2584	5	
	48	Split	16.43	43.52	1950	2008	59	0.6640	7	
	52	Hvar	16.45	43.17	1950	2008	59	0.7552	1	
14	24	Mantova	10.75	45.15	1950	2003	54	0.8163		I
	23	Genua	9.00	44.40	1950	2002	53	0.6065		
	27	Verona	10.87	45.38	1951	2007	57	0.8105	16	
15	15	Larissa	22.45	39.65	1955	2007	53	-0.7642	124	I, II
	1	Athens	23.72	37.97	1950	2002	53	-0.6744		
	13	Corfu	19.92	39.62	1955	2007	53	-0.4537	1	
	16	Methoni	21.70	36.83	1956	2007	52	-0.5144	1	
	42	Argostoli	20.48	38.12	1958	2000	43	-0.5918		
16	77	Alicante	-0.48	38.37	1950	2006	57	0.8180	92	
	72	Murcia	-1.12	38.00	1950	2006	57	0.7943	123	
	74	Valencia	-0.37	39.47	1950	2006	57	0.6699	92	
17	5	Soria	-2.48	41.44	1950	2003	54	-0.8571	92	II II
	70	Madrid	-3.67	40.40	1950	2006	57	-0.4665	92	
	78	Soria	-2.48	41.77	1950	2006	57	-0.8570	184	
18	26	Cagliari	9.05	39.23	1951	2008	58	-0.6186		I
	3	Palermo	13.36	38.11	1953	2002	50	-0.5692	17	
	25	Brindisi	17.93	40.63	1951	2003	53	-0.4218		

Anhang B

Tabellen:

Tabelle B 1: Überblick über die Anzahl der anhand der s-modalen Hauptkomponentenanalyse extrahierten PCs (N). Die kumulative erklärte Varianz (CEV) sowie die geringste maximale Ladung (LAML) der verschiedenen Prädiktoren für die unterschiedlichen Perioden der Jahreszeit Herbst .	268
Tabelle B 2: Überblick über die Anzahl der anhand der s-modalen Hauptkomponentenanalyse extrahierten PCs (N). Die kumulative erklärte Varianz (CEV) sowie die geringste maximale Ladung (LAML) der verschiedenen Prädiktoren für die unterschiedlichen Perioden der Jahreszeit Winter .	269
Tabelle B 3: Überblick über die Anzahl der anhand der s-modalen Hauptkomponentenanalyse extrahierten PCs (N). Die kumulative erklärte Varianz (CEV) sowie die geringste maximale Ladung (LAML) der verschiedenen Prädiktoren für die unterschiedlichen Perioden der Jahreszeit Frühling .	270
Tabelle B 4: Überblick über die Anzahl (N) der signifikanten Variationszentren der beiden Prädiktorvariablen (1.+2.Pred) für die verschiedenen Referenzstationen des Mittelmeerraums im Herbst .	271
Tabelle B 5: Überblick über die Anzahl (N) der signifikanten Variationszentren der beiden Prädiktorvariablen (1.+2.Pred) für die verschiedenen Referenzstationen des Mittelmeerraums im Winter .	272
Tabelle B 6: Überblick über die Anzahl (N) der signifikanten Variationszentren der beiden Prädiktorvariablen (1.+2.Pred) für die verschiedenen Referenzstationen des Mittelmeerraums im Frühling .	273

Abbildungen:

Abbildung B 1: Prädiktorenkombination und –anzahl der verschiedenen Stationen für das 90. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).	274
Abbildung B 2: Prädiktorenkombination und –anzahl der verschiedenen Stationen für das 95. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).	275
Abbildung B 3: Prädiktorenkombination und –anzahl der verschiedenen Stationen für das 99. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).	276

Tabelle B.1: Überblick über die Anzahl der anhand der s-modalen Hauptkomponentenanalyse extrahierten PCs (N). Die kumulative erklärte Varianz (CEV) sowie die geringste maximale Ladung (LAML) der verschiedenen Prädiktoren für die unterschiedlichen Perioden der Jahreszeit **Herbst**.

Herbst	HGT						UWND						VWND					
	0850			0700			0850			0700			0850			0700		
	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML
1950-2003	11	0.89	0.79	10	0.88	0.70	16	0.80	0.74	15	0.81	0.76	12	0.74	0.77	10	0.72	0.78
1950-2006	12	0.91	0.72	11	0.90	0.79	15	0.78	0.79	15	0.81	0.77	12	0.74	0.77	10	0.72	0.78
1950-2008	12	0.91	0.77	10	0.90	0.80	15	0.78	0.79	15	0.81	0.74	12	0.74	0.77	10	0.72	0.77
1951-2003	11	0.89	0.79	10	0.88	0.68	16	0.80	0.73	15	0.81	0.76	12	0.74	0.77	10	0.72	0.78
1951-2008	12	0.91	0.73	10	0.88	0.65	15	0.78	0.79	15	0.81	0.73	12	0.74	0.77	10	0.72	0.77
1955-2007	12	0.91	0.80	10	0.88	0.66	16	0.80	0.77	15	0.81	0.74	12	0.74	0.76	10	0.72	0.78
1956-2007	12	0.91	0.78	11	0.90	0.80	16	0.80	0.71	15	0.81	0.77	12	0.74	0.76	10	0.72	0.77
1958-2003	10	0.87	0.82	10	0.88	0.73	16	0.80	0.76	15	0.81	0.76	12	0.74	0.76	10	0.72	0.77
1958-2007	12	0.91	0.76	11	0.90	0.80	16	0.80	0.73	15	0.81	0.76	12	0.74	0.76	10	0.72	0.77

Herbst	RHUM						SHUM					
	0850			0700			0850			0700		
	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML
1950-2003	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.73	14	0.74	0.80
1950-2006	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.74	14	0.75	0.80
1950-2008	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.73	14	0.74	0.79
1951-2003	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.73	14	0.74	0.80
1951-2008	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.73	14	0.75	0.79
1955-2007	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.73	14	0.74	0.80
1956-2007	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.73	14	0.74	0.80
1958-2003	13	0.76	0.80	13	0.71	0.81	14	0.74	0.74	14	0.74	0.80
1958-2007	13	0.76	0.80	13	0.71	0.80	14	0.74	0.74	14	0.74	0.80

Tabelle B 2: Überblick über die Anzahl der anhand der s-modalen Hauptkomponentenanalyse extrahierten PCs (N). Die kumulative erklärte Varianz (CEV) sowie die geringste maximale Ladung (LAML) der verschiedenen Prädiktoren für die unterschiedlichen Perioden der Jahreszeit **Winter**.

Winter	HGT						UWWD						VWWD					
	0850			0700			0850			0700			0850			0700		
	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML
1951-2003	11	0.92	0.63	10	0.90	0.86	13	0.81	0.63	13	0.84	0.74	13	0.80	0.84	12	0.81	0.71
1951-2006	10	0.91	0.79	10	0.90	0.86	13	0.81	0.65	13	0.84	0.74	12	0.79	0.84	12	0.81	0.73
1951-2008	10	0.91	0.79	10	0.90	0.86	13	0.81	0.66	13	0.84	0.74	13	0.80	0.84	12	0.81	0.73
1952-2003	11	0.92	0.63	11	0.92	0.83	13	0.81	0.62	13	0.84	0.72	13	0.80	0.84	12	0.81	0.72
1952-2008	10	0.91	0.77	10	0.90	0.85	13	0.81	0.64	13	0.84	0.73	13	0.80	0.84	12	0.81	0.74
1956-2007	12	0.91	0.58	10	0.90	0.85	13	0.81	0.63	13	0.84	0.75	12	0.79	0.84	12	0.81	0.76
1957-2007	11	0.92	0.62	10	0.90	0.85	13	0.81	0.62	13	0.84	0.74	13	0.80	0.84	12	0.81	0.75
1959-2003	10	0.90	0.64	10	0.90	0.85	13	0.81	0.60	13	0.84	0.72	12	0.79	0.84	12	0.81	0.74
1959-2007	10	0.91	0.66	10	0.90	0.85	13	0.81	0.62	13	0.84	0.73	12	0.79	0.84	12	0.81	0.75

Winter	RHUM						SHUM					
	0850			0700			0850			0700		
	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML
1951-2003	15	0.77	0.79	14	0.76	0.81	12	0.74	0.78	15	0.80	0.74
1951-2006	15	0.77	0.78	15	0.77	0.76	12	0.74	0.78	15	0.80	0.72
1951-2008	15	0.77	0.79	15	0.77	0.77	12	0.74	0.77	15	0.80	0.72
1952-2003	15	0.77	0.78	14	0.76	0.81	12	0.74	0.79	14	0.79	0.71
1952-2008	15	0.77	0.78	15	0.77	0.71	12	0.74	0.77	15	0.80	0.74
1956-2007	15	0.77	0.81	14	0.76	0.82	12	0.74	0.78	15	0.79	0.72
1957-2007	15	0.77	0.81	14	0.75	0.82	12	0.74	0.78	14	0.78	0.70
1959-2003	15	0.77	0.78	14	0.75	0.81	12	0.74	0.78	15	0.79	0.75
1959-2007	15	0.77	0.80	14	0.75	0.82	12	0.74	0.78	15	0.79	0.75

Tabelle B.3: Überblick über die Anzahl der anhand der s-modellen Hauptkomponentenanalyse extrahierten PCs (N). Die kumulative erklärte Varianz (CEV) sowie die geringste maximale Ladung (LAML) der verschiedenen Prädiktoren für die unterschiedlichen Perioden der Jahreszeit **Frühling**.

Frühling	HGT						UWND						VWND					
	0850			0700			0850			0700			0850			0700		
	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML
1950-2003	11	0.89	0.84	11	0.90	0.79	15	0.79	0.80	14	0.81	0.71	12	0.74	0.68	12	0.77	0.77
1950-2006	11	0.89	0.83	11	0.90	0.80	16	0.80	0.79	14	0.81	0.71	12	0.74	0.68	12	0.77	0.77
1950-2008	11	0.89	0.83	11	0.90	0.80	16	0.81	0.79	14	0.81	0.71	12	0.74	0.67	12	0.77	0.77
1951-2003	10	0.87	0.85	11	0.90	0.78	15	0.79	0.80	14	0.81	0.70	12	0.74	0.69	11	0.75	0.74
1951-2008	11	0.89	0.84	11	0.90	0.79	16	0.81	0.79	14	0.81	0.70	12	0.74	0.68	12	0.77	0.74
1955-2007	10	0.87	0.85	9	0.86	0.86	15	0.79	0.80	15	0.82	0.73	13	0.75	0.75	12	0.77	0.75
1956-2007	10	0.87	0.85	9	0.86	0.86	15	0.79	0.80	15	0.82	0.73	13	0.75	0.75	12	0.77	0.75
1958-2003	10	0.87	0.85	9	0.86	0.87	15	0.79	0.80	15	0.82	0.73	13	0.75	0.73	12	0.77	0.77
1958-2007	10	0.87	0.85	9	0.86	0.87	15	0.79	0.80	15	0.82	0.73	13	0.75	0.74	12	0.77	0.76

Frühling	RHUM						SHUM					
	0850			0700			0850			0700		
	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML	N	CEV	LAML
1950-2003	14	0.79	0.78	14	0.71	0.78	14	0.75	0.69	15	0.76	0.79
1950-2006	14	0.79	0.76	14	0.71	0.79	14	0.75	0.69	15	0.76	0.79
1950-2008	14	0.79	0.76	14	0.71	0.79	14	0.75	0.69	15	0.76	0.79
1951-2003	14	0.79	0.78	14	0.71	0.78	14	0.75	0.69	15	0.76	0.80
1951-2008	14	0.79	0.77	14	0.71	0.79	14	0.75	0.69	15	0.76	0.80
1955-2007	14	0.79	0.75	15	0.73	0.77	14	0.75	0.69	15	0.76	0.79
1956-2007	14	0.79	0.76	15	0.73	0.76	14	0.75	0.69	15	0.76	0.79
1958-2003	14	0.80	0.77	15	0.72	0.77	14	0.75	0.69	15	0.76	0.80
1958-2007	14	0.79	0.76	15	0.73	0.76	14	0.75	0.69	15	0.76	0.79

Tabelle B.4: Überblick über die Anzahl (N) der signifikanten Variationszentren der beiden Prädiktorvariablen (1.+2. Pred) für die verschiedenen Referenzstationen des Mittelmeerraums im Herbst.

PC	Station	ID	TAU=0.9				TAU=0.95				TAU=0.99						
			N	1. Pred	PCs	2. Pred	PCs	N	1. Pred	PCs	2. Pred	PCs	N	1. Pred	PCs	2. Pred	PCs
1	Barcelos	36	4	rhum.0850	7,13	uwnd.0850	1,8	4	rhum.0850	7,13	uwnd.0850	1,8	2	shum.0850		uwnd.0850	1,9
2	Safed	56	3	rhum.0700	10,11	hgt.0700	2	5	uwnd.0850	14	shum.0700	1,3,8,11	7	shum.0700	1,3,8,10,11	vwnd.0700	6,9
3	Sevilla	80	3	rhum.0850	7	uwnd.0850	1,9	3	rhum.0850	7	uwnd.0850	1,9	2	uwnd.0850	9	rhum.0700	3
4	Beja	28	2	rhum.0850	8	vwnd.0850	8	3	rhum.0850	8	uwnd.0700	9,14	2	shum.0850	7	uwnd.0700	9
5	Valladolid	82	4	rhum.0700	3,13	uwnd.0700	2,8	4	uwnd.0850	1,9	rhum.0700	3,13	2	rhum.0700	13	uwnd.0700	8
6	Limassol	9	4	rhum.0850	2,5	vwnd.0850	7,9	3	hgt.0850	11,12	rhum.0700	9	3	rhum.0850	2,5	hgt.0850	11
7	Beer-Sheva	68	1	shum.0700		uwnd.0700	15	2	rhum.0700	11	hgt.0700	2	1	rhum.0700	11	hgt.0700	
8	Nimes	44	4	vwnd.0850	4,6	rhum.0700	2,13	4	vwnd.0850	4,6	rhum.0700	2,13	1	vwnd.0850	6	rhum.0700	
9	Tel Aviv	57	3	rhum.0700	10,11	hgt.0700	2	3	rhum.0700	10,11	hgt.0700	2	3	rhum.0700	10,11	uwnd.0700	15
10	Tortosa	6	5	shum.0700	4,10	uwnd.0700	3,6,10	4	shum.0700	4	uwnd.0700	3,6,10	1	uwnd.0850	1	rhum.0700	
11	Bologna	21	3	rhum.0700	7	uwnd.0700	10,13	6	uwnd.0850	2,5,11	shum.0700	2,4,6	3	shum.0700	2,4	uwnd.0700	6
12	Gospic	51	9	shum.0850	1,2	uwnd.0700	1,8,10,11,12,13,14	9	uwnd.0850	4,5,9,11,15	shum.0700	2,4,5,6	3	shum.0850	1,2	uwnd.0850	5
13	Chania	43	4	rhum.0850	1,5,9	shum.0700	9	3	shum.0850	1, 8	hgt.0700	11	3	rhum.0700	5,6	vwnd.0700	10
14	Lastovo	49	6	uwnd.0850	2,5,7,15	rhum.0700	6,7	3	shum.0700	2	uwnd.0700	6,9	2	rhum.0700	7	uwnd.0700	9
15	Jerusalem	58	3	rhum.0700	10,11	hgt.0700	2	3	rhum.0700	10,11	hgt.0700	2	2	rhum.0700	11	uwnd.0700	15
16	Mantova	24	6	uwnd.0850	4,7,13,14	shum.0700	4,6	3	uwnd.0850	4,7	shum.0700	6	0	rhum.0850		shum.0700	
17	Larissa	15	3	uwnd.0850	10	rhum.0700	6,7	2	uwnd.0850	10	rhum.0700	6	1	rhum.0700	6	uwnd.0700	
18	Alicante	77	1	hgt.0850		rhum.0700	3	2	rhum.0850	7	vwnd.0700	5	1	rhum.0850	7	vwnd.0850	
19	Methoni	16	5	rhum.0700	4,6	uwnd.0700	6,8,13	2	rhum.0700	6	vwnd.0700	6	2	rhum.0700	6	vwnd.0700	6
20	Soria	5	4	rhum.0700	3,13	uwnd.0700	1,9	3	rhum.0700	3,13	uwnd.0700	9	2	rhum.0700	3,13	vwnd.0700	
21	Brindisi	25	3	uwnd.0850	5,13	rhum.0700	7	5	shum.0700	2,5	uwnd.0700	6,8,13	3	uwnd.0850	13	rhum.0700	4,7
22	Cagliari	26	4	vwnd.0850	7	rhum.0700	1,2,4	4	vwnd.0850	7	rhum.0700	1,2,4	1	rhum.0700		uwnd.0700	6

Tabelle B.5: Überblick über die Anzahl (N) der signifikanten Variationszentren der beiden Prädiktorvariablen (1.+2.Pred) für die verschiedenen Referenzstationen des Mittelmeerraums im Winter.

PC	Station	ID	TAU=0,9				TAU=0,95				TAU=0,99						
			N	1. Prd	PCs	2. Prd	PCs	N	1. Prd	PCs	2. Prd	PCs	N	1. Prd	PCs	2. Prd	PCs
1	Barcelos	36	9	Rhum.0700	2,3,13	Uwnd.0700	1,3,4,7,8,11	8	Rhum.0850	4,5,13	Uwnd.0700	1,3,4,7,8	5	Uwnd.0850	3,6,8	Shum.0700	6,7
2		56	6	Rhum.0850	2,9,10,14	Uwnd.0850	5,11	2	Rhum.0850	2	Uwnd.0850	11	0	Uwnd.0850	Hgt.0850		
3		80	8	Vwnd.0850	2,3,5,7,8,10	Shum.0700	7,15	7	Vwnd.0850	3,5,7,8,10	Rhum.0700	2,13	4	Uwnd.0850	1,6,9	Shum.0700	15
4		28	5	Shum.0850	10	Uwnd.0850	2,3,6,9	4	Uwnd.0850	3,6,9	Rhum.0700	2	1	Uwnd.0850	9	Shum.0700	
5	Valladolid	82	4	Uwnd.0850	3,6,9	Rhum.0700	13	6	Uwnd.0850	3,6,8,9	Shum.0700	6,15	3	Rhum.0700	13	Uwnd.0700	1,8
6	Limassol	9	6	Rhum.0850	2,9,10,14	Vwnd.0850	6,8	6	Rhum.0850	2,9,10,14	Vwnd.0850	6,8	1	Rhum.0850	Vwnd.0850		6
7	Beer-Sheva	68	6	Vwnd.0850	6,8,9,12	Rhum.0700	8,13	4	Rhum.0700	5,13	Vwnd.0700	10,12	1	Vwnd.0850	Rhum.0700		13
8		44	5	Vwnd.0850	1,3,4,5	Rhum.0700	3	5	Vwnd.0850	1,3,4,5	Rhum.0700	3	3	Rhum.0850	4	Vwnd.0850	1,3
9	Tel Aviv	57	4	Rhum.0850	2,9,10	Uwnd.0850	11	4	Rhum.0850	2,9	Vwnd.0850	9,12	1	Uwnd.0850	11	Rhum.0700	
10	Tortosa	6	5	Uwnd.0850	2,9	Rhum.0700	4,5,12	5	Uwnd.0850	2,9	Rhum.0700	4,5,12	2	Rhum.0700	4,5	Hgt.0700	
11	Bologna	21	4	Shum.0850	2	Rhum.0700	3,12,14	6	Shum.0700	1,4	Uwnd.0700	2,4,11,12	1	Uwnd.0850	2	Rhum.0700	
12	Gospic	51	3	Shum.0850	2	Uwnd.0700	4,12	3	Shum.0850	2	Uwnd.0700	4,12	3	Shum.0850	2	Hgt.0700	7,9
13	Chania	43	10	Uwnd.0850	4,5,9,10,11,12,13	Rhum.0700	7,9,10	6	Rhum.0850	11,12	Uwnd.0850	4,9,11,13	1	Rhum.0850	Hgt.0700		9
14	Lastovo	49	5	Rhum.0850	2,6,8,13	Uwnd.0850	10	2	Hgt.0850	7	Rhum.0700	8	1	Rhum.0850	Uwnd.0700		3
15	Jerusalem	58	6	Uwnd.0850	4,10,11,12	Rhum.0700	8,13	4	Uwnd.0850	10,11	Rhum.0700	8,13	1	Uwnd.0850	11	Vwnd.0700	
16	Mantova	24	5	Shum.0700	1,4	vwnd.0700	2,3,12	4	Rhum.0700	5,9	Vwnd.0700	2,12	2	Rhum.0850	4,8	Shum.0700	
17	Larissa	15	4	Uwnd.0850	2,10	rhum.0700	2,10	6	Shum.0700	5,10,13	Uwnd.0700	3,10,12	2	Shum.0700		Uwnd.0700	3,10
18	Alicante	77	2	Vwnd.0850	5	Rhum.0700	2	2	Shum.0700	7	Vwnd.0700	6	1	Shum.0850	Rhum.0700		2
19	Methoni	16	2	Rhum.0850	11	Uwnd.0850	10	2	Rhum.0850	11	Uwnd.0850	10	3	Vwnd.0850	4,6	Rhum.0700	10
20	Soria	5	6	Rhum.0700	4,5,12	Uwnd.0700	1,7,8	4	Rhum.0700	4,5,12	Hgt.0700	4	3	Rhum.0700	4,12	Hgt.0700	4
21	Perpignan	12	7	Uwnd.0850	2,9,13	Shum.0700	1,4,6,7	3	Rhum.0700	2,3	Uwnd.0700	2	2	Rhum.0850	4	Uwnd.0700	2
22	Cagliari	26	4	Vwnd.0850	2,8	Rhum.0700	6,11	4	Rhum.0700	6,11	Vwnd.0700	3,12	0	Vwnd.0850		Rhum.0700	

Tabelle B 6: Überblick über die Anzahl (N) der signifikanten Variationszentren der beiden Prädiktorvariablen (1.+2.Pred) für die verschiedenen Referenzstationen des Mittelmeerraums im Frühling.

PC	Station	ID	TAU=0.9					TAU=0.95					TAU=0.99				
			N	1. Prd	PCs	2. Prd	PCs	N	1. Prd	PCs	2. Prd	PCs	N	1. Prd	PCs	2. Prd	PCs
1	Barcelos	36	5	uwnd.0850	3,4,6	rhum.0700	2,10	5	rhum.0700	2,10	Uwnd.0700	1,2,7	3	Rhum.0700	2,10	Uwnd.0700	7
2	Safed	56	4	rhum.0700	7,15	hgt.0700	2,5	4	Rhum.0700	7,15	Hgt.0700	2,5	1	Uwnd.0850	14	Hgt.0850	
3	Sevilla	80	5	uwnd.0850	1,3,11	rhum.0700	2,10	4	Uwnd.0850	1,11	Rhum.0700	2,10	1	Rhum.0700	2	Uwnd.0700	
4	Beja	28	5	uwnd.0850	1,3,11	rhum.0700	2,10	3	Rhum.0850	8,9	Uwnd.0700	8	1	Rhum.0850	9	Uwnd.0700	
5	Valladolid	82	5	uwnd.0850	1,3,11	rhum.0700	2,10	6	Shum.0700	10,14	Uwnd.0700	2,4,7,14	2	Shum.0700	10,14	Uwnd.0700	
6	Lim assol	9	4	rhum.0850	2,4	uwnd.0850	13,14	3	Uwnd.0850	13,14	Rhum.0700	8	2	Rhum.0850	2,4	Vwnd.0850	
7	Beer-Sheva	68	3	hgt.0850	5	rhum.0700	7,15	2	Rhum.0850	2	Uwnd.0850	14	3	Rhum.0700	7,15	Uwnd.0700	14
8	Nimes	44	5	rhum.0850	7	vwnd.0850	4,5,7,12	2	Uwnd.0850	3	Rhum.0700	1	3	Shum.0850	2	Uwnd.0850	3,10
9	Tortosa	6	4	uwnd.0850	1	rhum.0700	1,8,10	6	Shum.0700	1	Hgt.0700	1,3,6,9,10	2	Shum.0700	1	Uwnd.0700	2
10	Bologna	21	4	rhum.0850	12,13	uwnd.0850	7,9	3	Rhum.0850	13	Uwnd.0850	7,9	1	Uwnd.0850	9	Vwnd.0700	
11	Gospic	51	5	rhum.0850	4,10,12	uwnd.0850	5,9	4	Rhum.0850	10	Vwnd.0700	4,7,12	2	Shum.0700		Vwnd.0700	4,12
12	Chania	43	3	rhum.0700	6	hgt.0700	2,5	6	Shum.0850	2,3,9	uwnd.0700	6,8,12	1	Rhum.0850	1	Shum.0700	
13	Lastovo	49	5	uwnd.0850	7,9	rhum.0700	9,11,12	2	Rhum.0850	10	Vwnd.0700	7	1	Rhum.0700	9	Vwnd.0700	
14	Mantova	24	4	shum.0700	4	vwnd.0700	1,9,11	4	Shum.0700	4	Vwnd.0700	1,4,11	2	Shum.0700	4	Vwnd.0700	11
15	Larissa	15	4	uwnd.0850	7,13	rhum.0700	7,8	4	Uwnd.0850	7,13	Rhum.0700	7,8	1	Uwnd.0850	13	Hgt.0700	
16	Alicante	77	5	uwnd.0850	1,2,7,10	shum.0700	12	2	Vwnd.0850	5	Rhum.0700	2	1	Shum.0700		Hgt.0700	1
17	Soria	5	3	rhum.0700	10	shum.0700	1,8	5	Shum.0700	1,8,14	Hgt.0700	4,6	1	Shum.0700	14	Hgt.0700	
18	Cagliari	26	5	rhum.0700	2,5,12	uwnd.0700	6,11	4	Rhum.0850	5,7,13	Shum.0700	12	1	Rhum.0700		Uwnd.0700	6

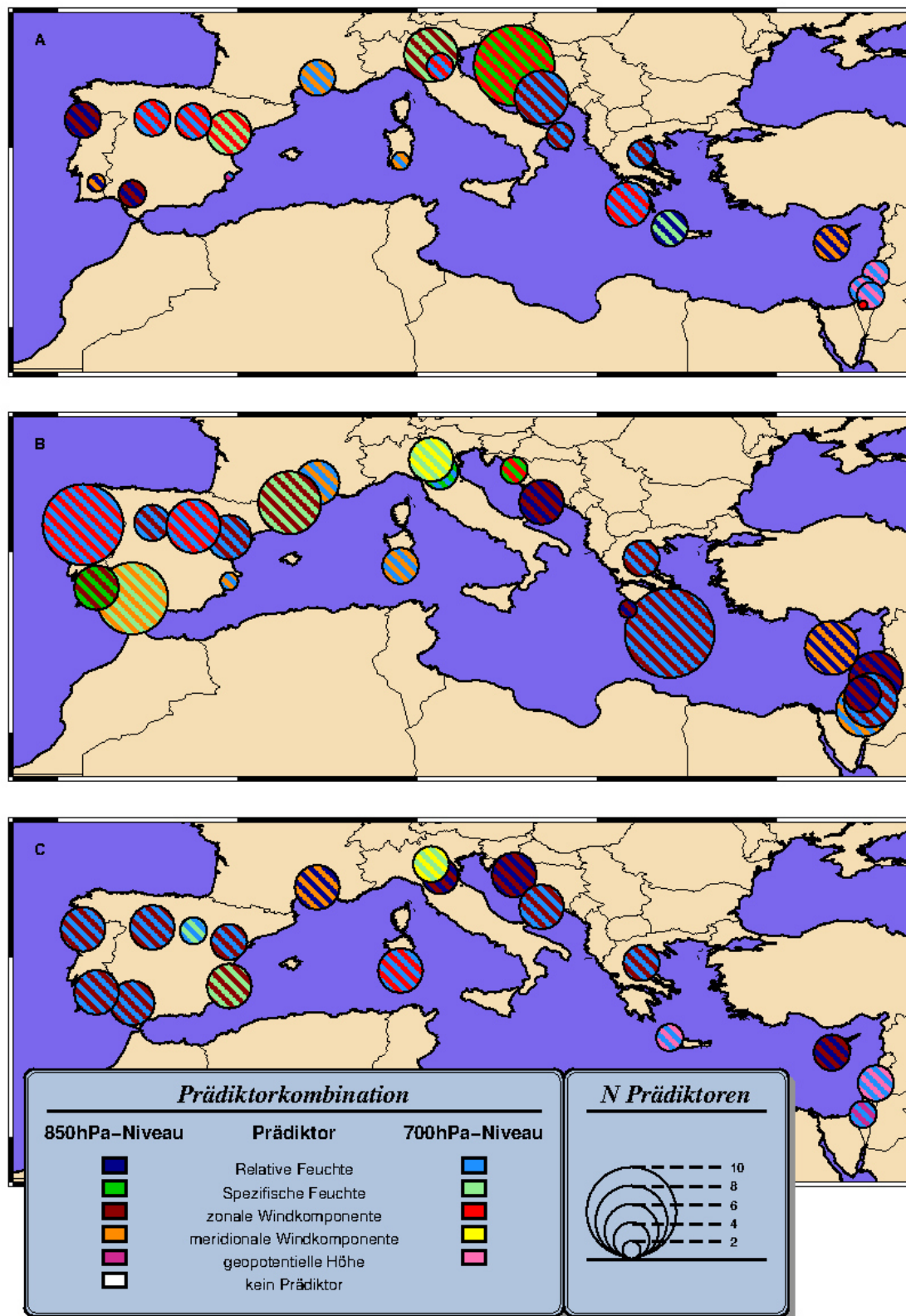


Abbildung B 1: Prädiktorenkombination und –anzahl der verschiedenen Stationen für das 90. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

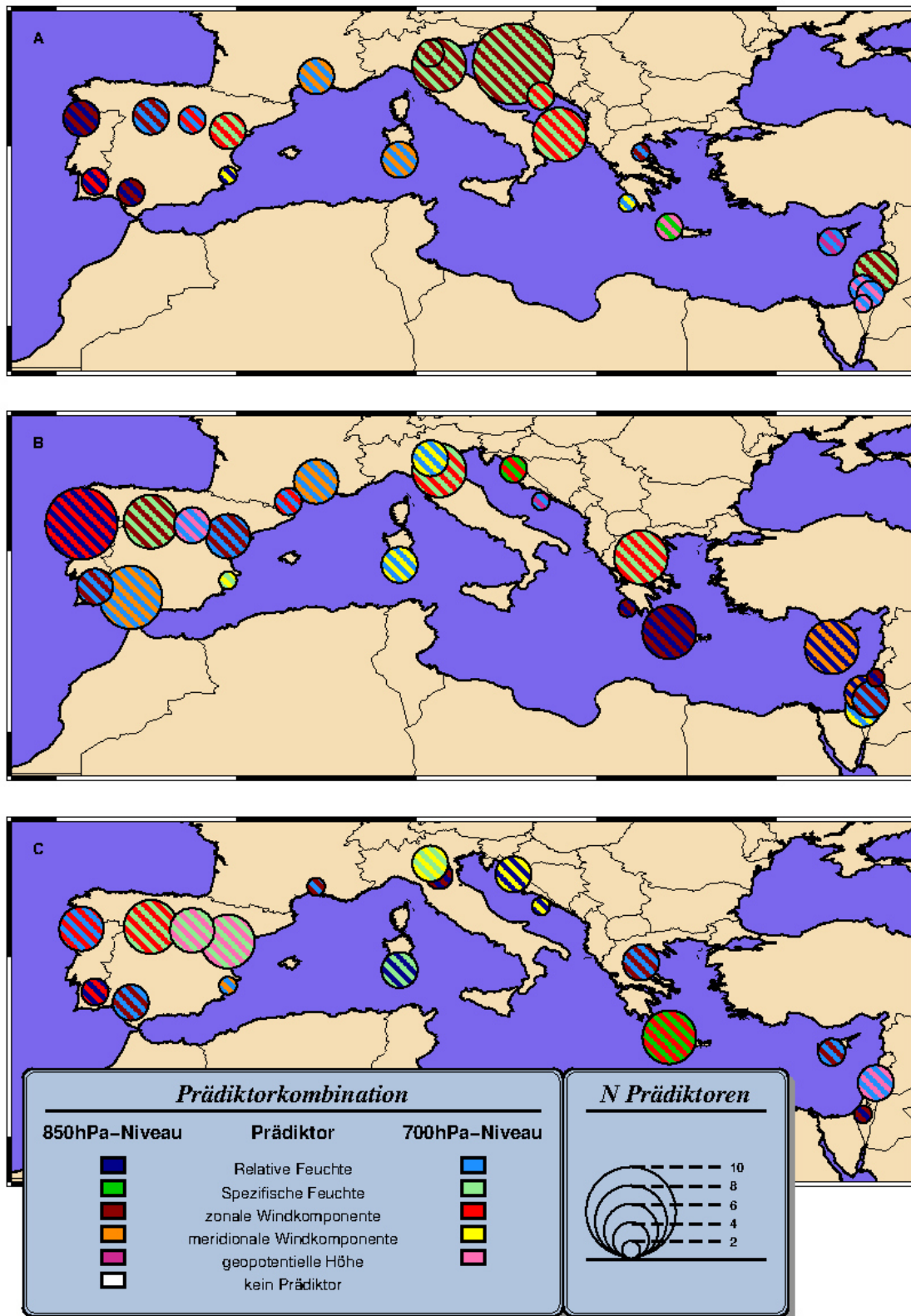


Abbildung B 2: Prädiktorenkombination und -anzahl der verschiedenen Stationen für das 95. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

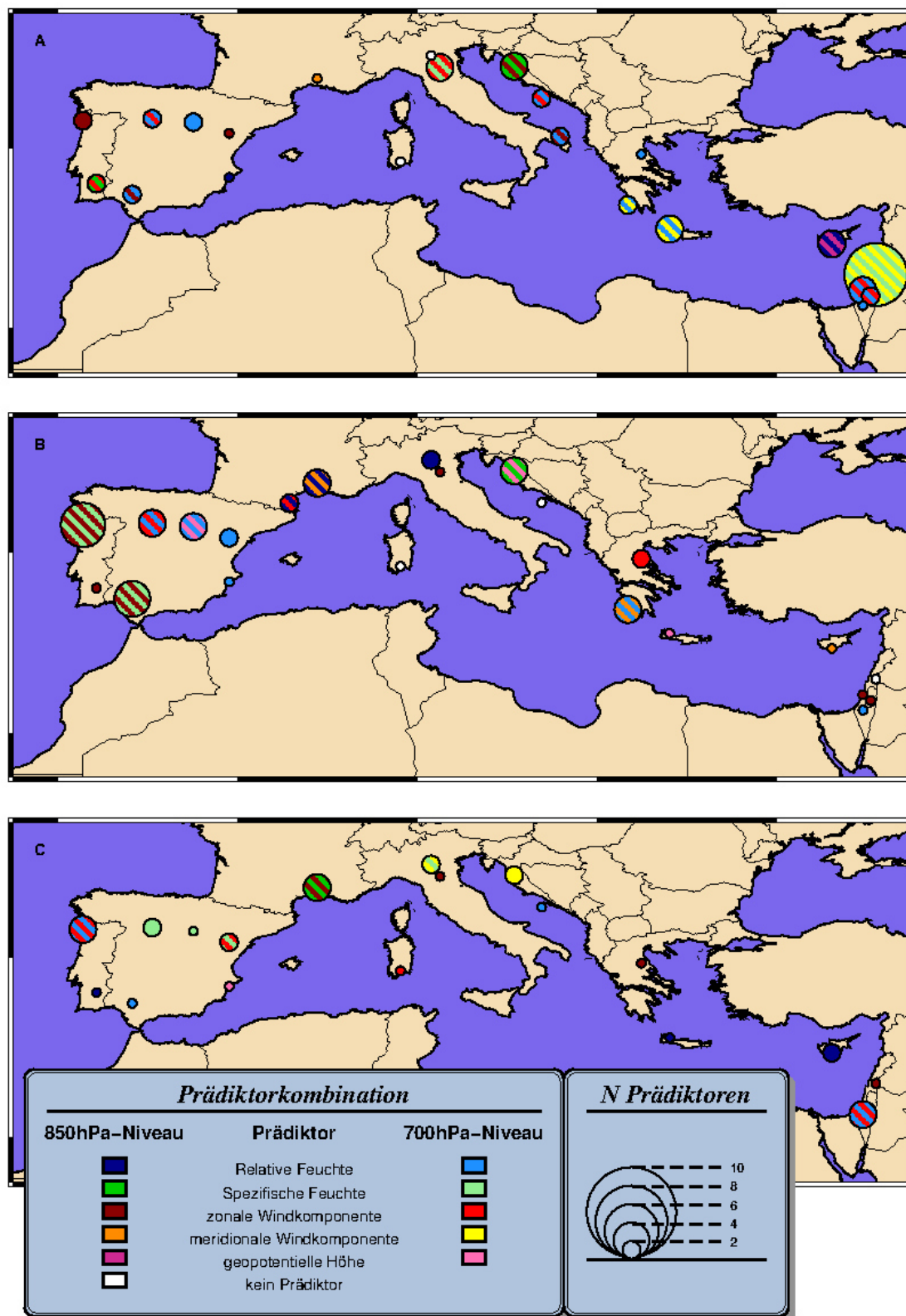


Abbildung B 3: Prädiktorenkombination und –anzahl der verschiedenen Stationen für das 99. Niederschlagsquantil im Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

Anhang C

Abbildung C 1: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 90. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).	281
Abbildung C 2: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 95. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).	282
Abbildung C 3: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 99. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).	283
Abbildung C 4: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Barcelos der Niederschlagsregion NR-1 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	284
Abbildung C 5: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Safed der Niederschlagsregion NR-2 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	285
Abbildung C 6: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Sevilla der Niederschlagsregion NR-3 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	286
Abbildung C 7: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Beja der Niederschlagsregion NR-4 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	287
Abbildung C 8: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Valladolid der Niederschlagsregion NR-5 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	288

Abbildung C 9: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Limassol der Niederschlagsregion NR-6 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	289
Abbildung C 10: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Beer Sheva der Niederschlagsregion NR-7 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	290
Abbildung C 11: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Nimes der Niederschlagsregion NR-8 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	291
Abbildung C 12: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Tel Aviv der Niederschlagsregion NR-9 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	292
Abbildung C 13: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Tortosa der Niederschlagsregion NR-10/9 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	293
Abbildung C 14: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Bologna der Niederschlagsregion NR-11/10 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	294
Abbildung C 15: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Gospic der Niederschlagsregion NR-12/11 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	295

Abbildung C 16: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Chania der Niederschlagsregion NR-13/12 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	296
Abbildung C 17: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Lastovo der Niederschlagsregion NR-14/13 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	297
Abbildung C 18: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Jerusalem der Niederschlagsregion NR-15 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	298
Abbildung C 19: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Mantova der Niederschlagsregion NR-16/14 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	299
Abbildung C 20: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Larissa der Niederschlagsregion NR-17/15 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	300
Abbildung C 21: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Alicante der Niederschlagsregion NR-18/16 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	301
Abbildung C 22: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Methoni der Niederschlagsregion NR-19 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.	302

Abbildung C 23: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Soria der Niederschlagsregion NR-20/17 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	303
Abbildung C 24: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Brindisi der Niederschlagsregion NR-21H . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	304
Abbildung C 25: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Perpignan der Niederschlagsregion NR-21W . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	305
Abbildung C 26: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation Cagliari der Niederschlagsregion NR-22/18 . Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.....	306

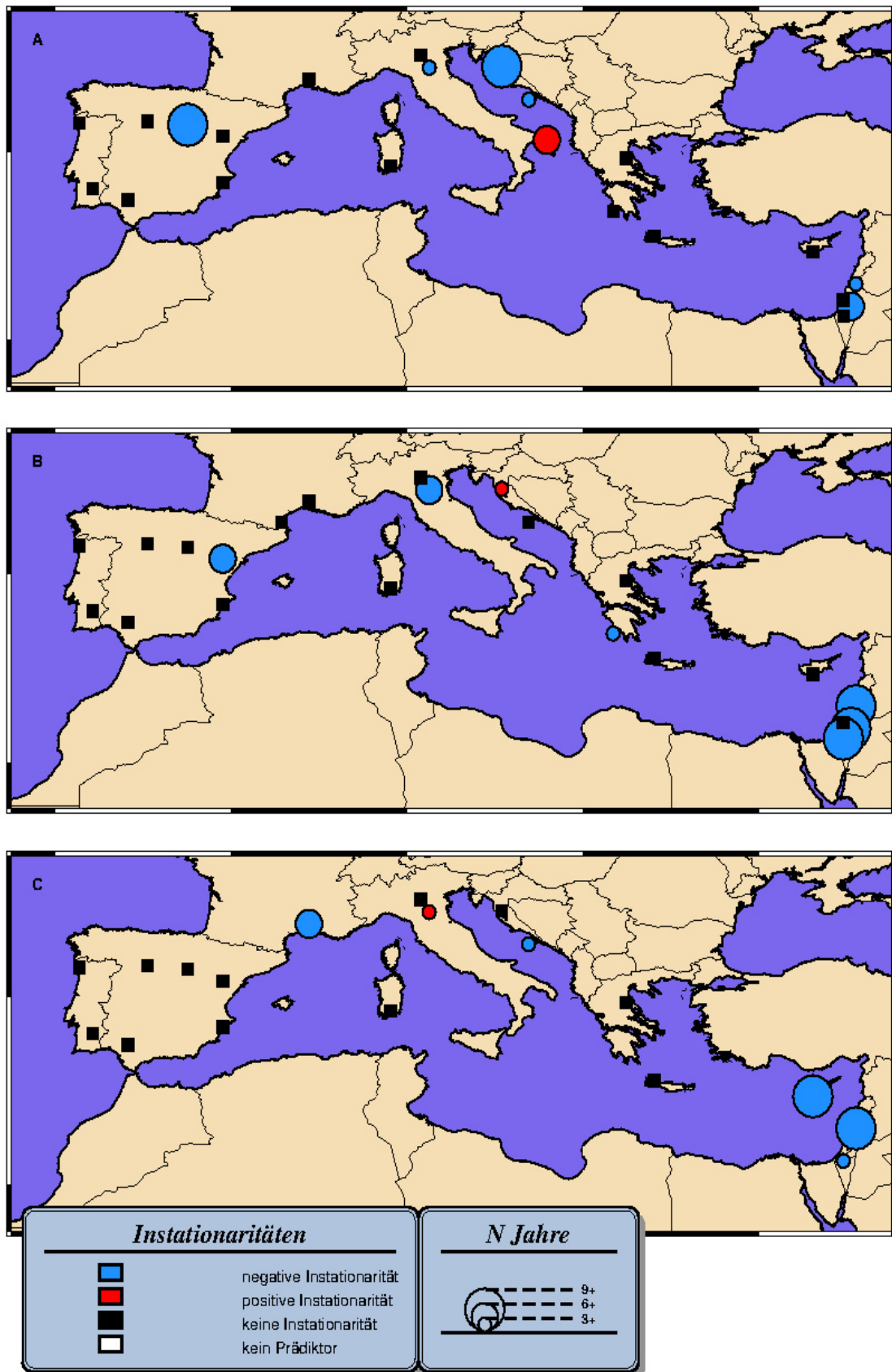


Abbildung C 1: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädikand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 90. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

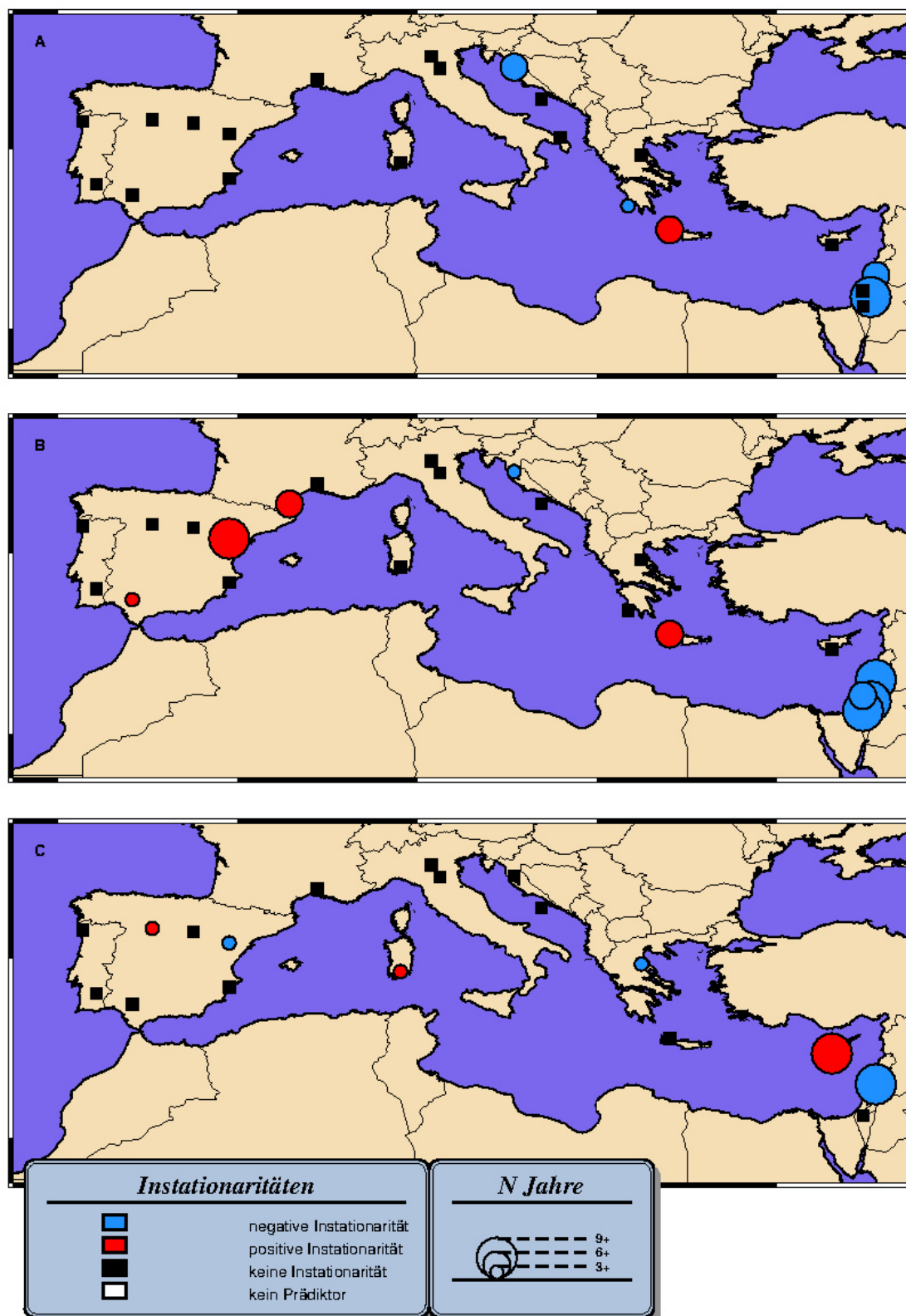


Abbildung C 2: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 95. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

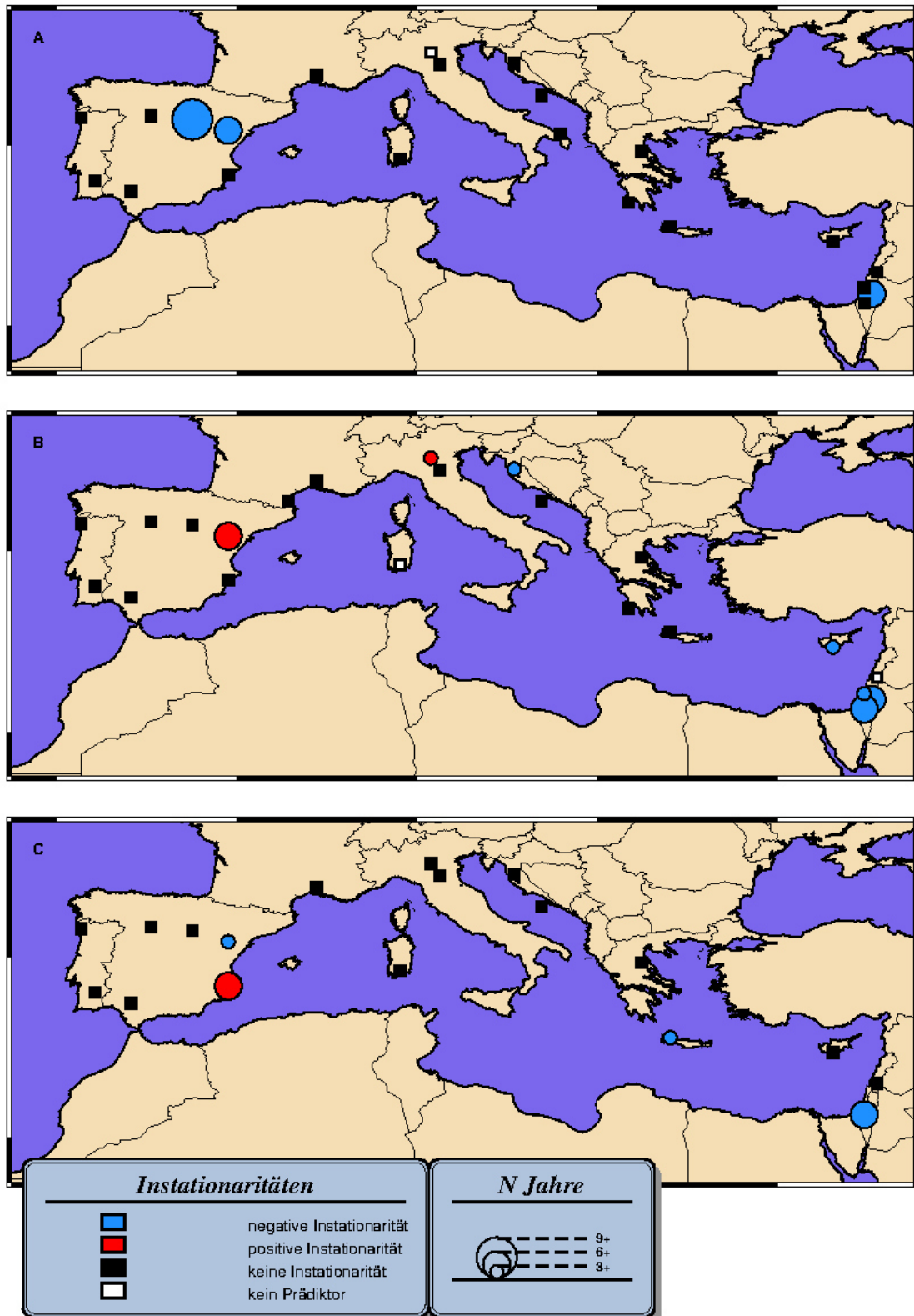


Abbildung C 3: Überblick über instationäre Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen im Mittelmeerraum für das 99. Niederschlagsquantil in den Jahreszeiten Herbst (A), Winter (B) und Frühling (C).

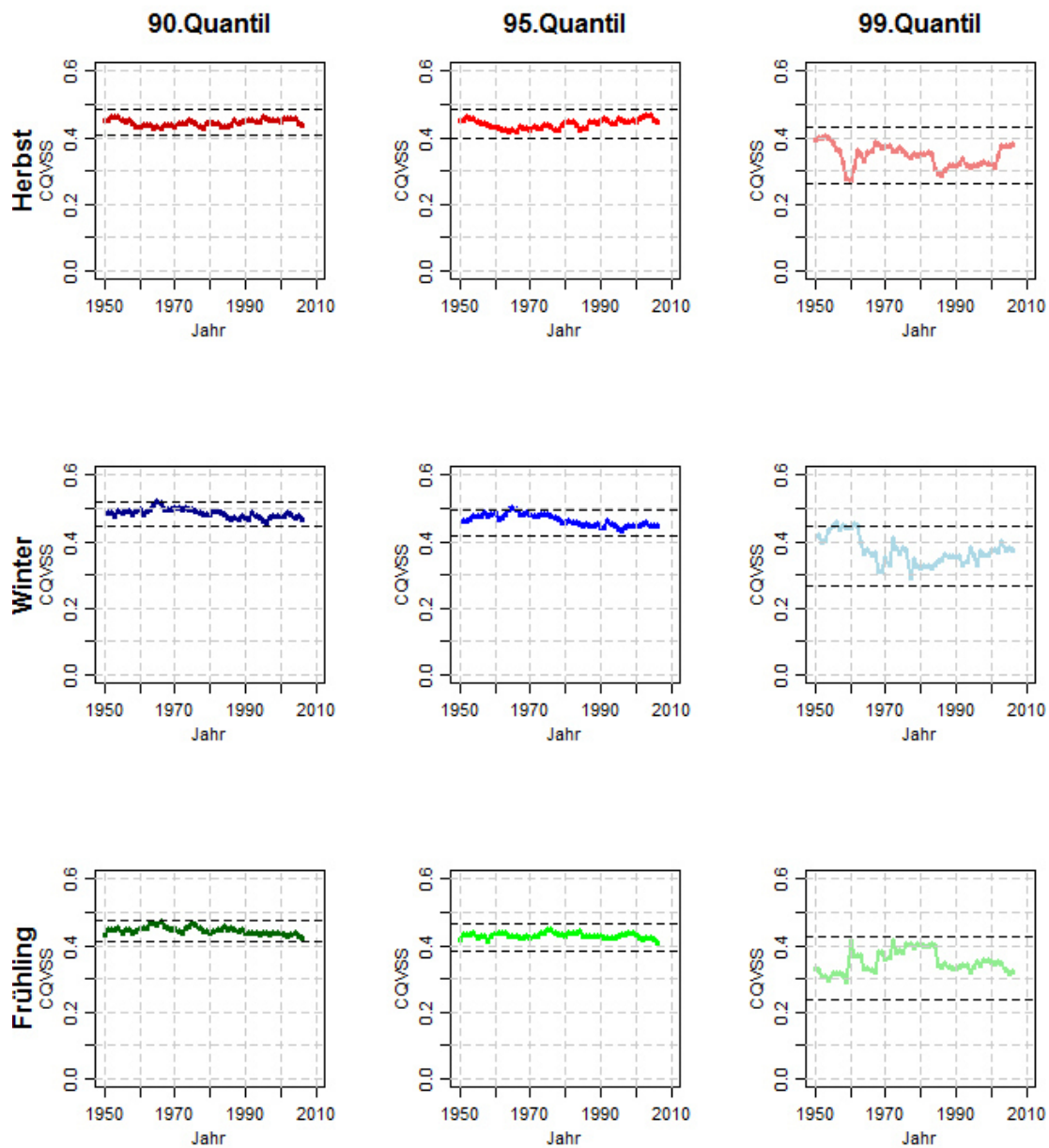


Abbildung C 4: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Barcelos** der Niederschlagsregion **NR-1**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

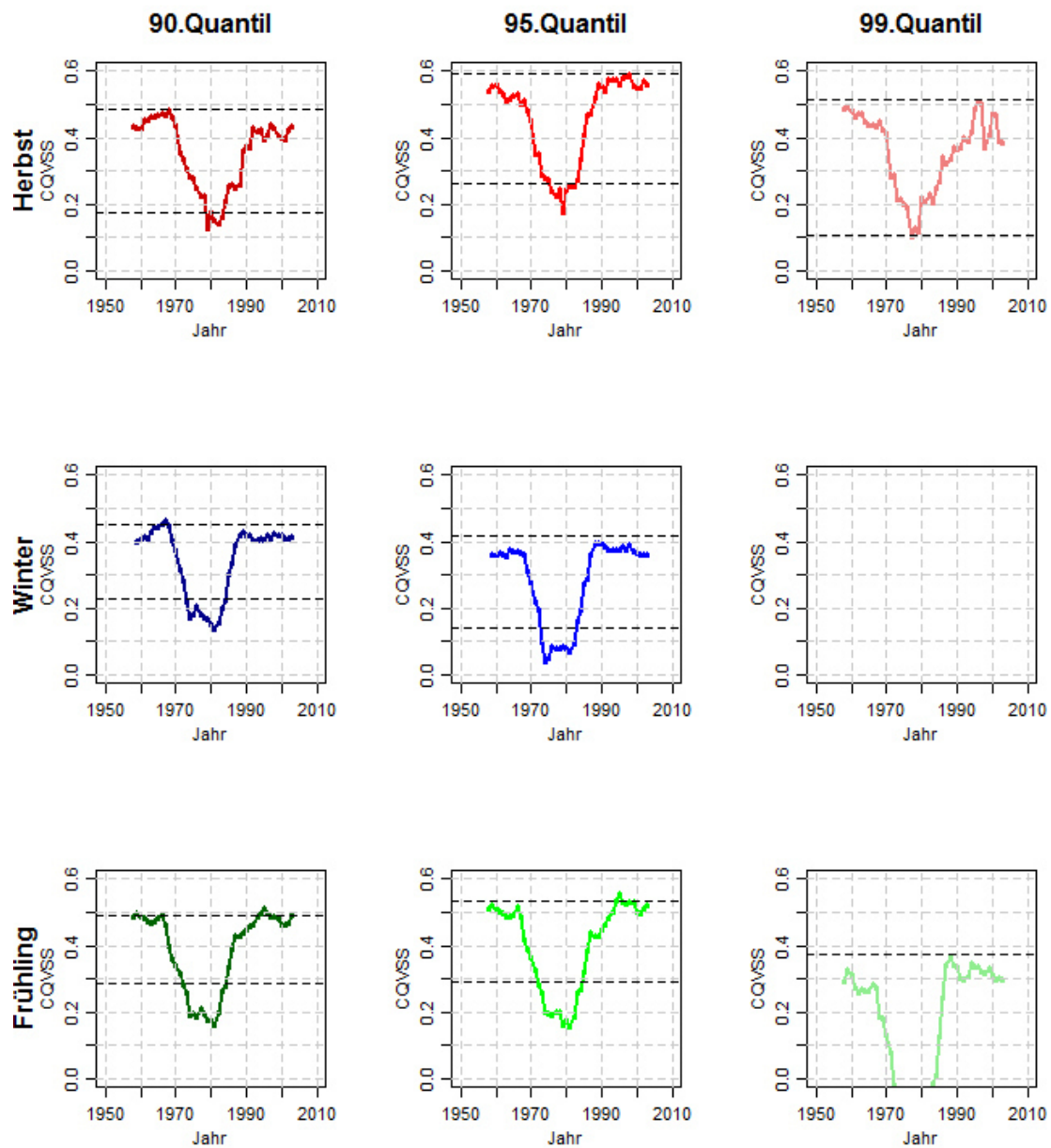


Abbildung C 5: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Safed** der Niederschlagsregion **NR-2**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

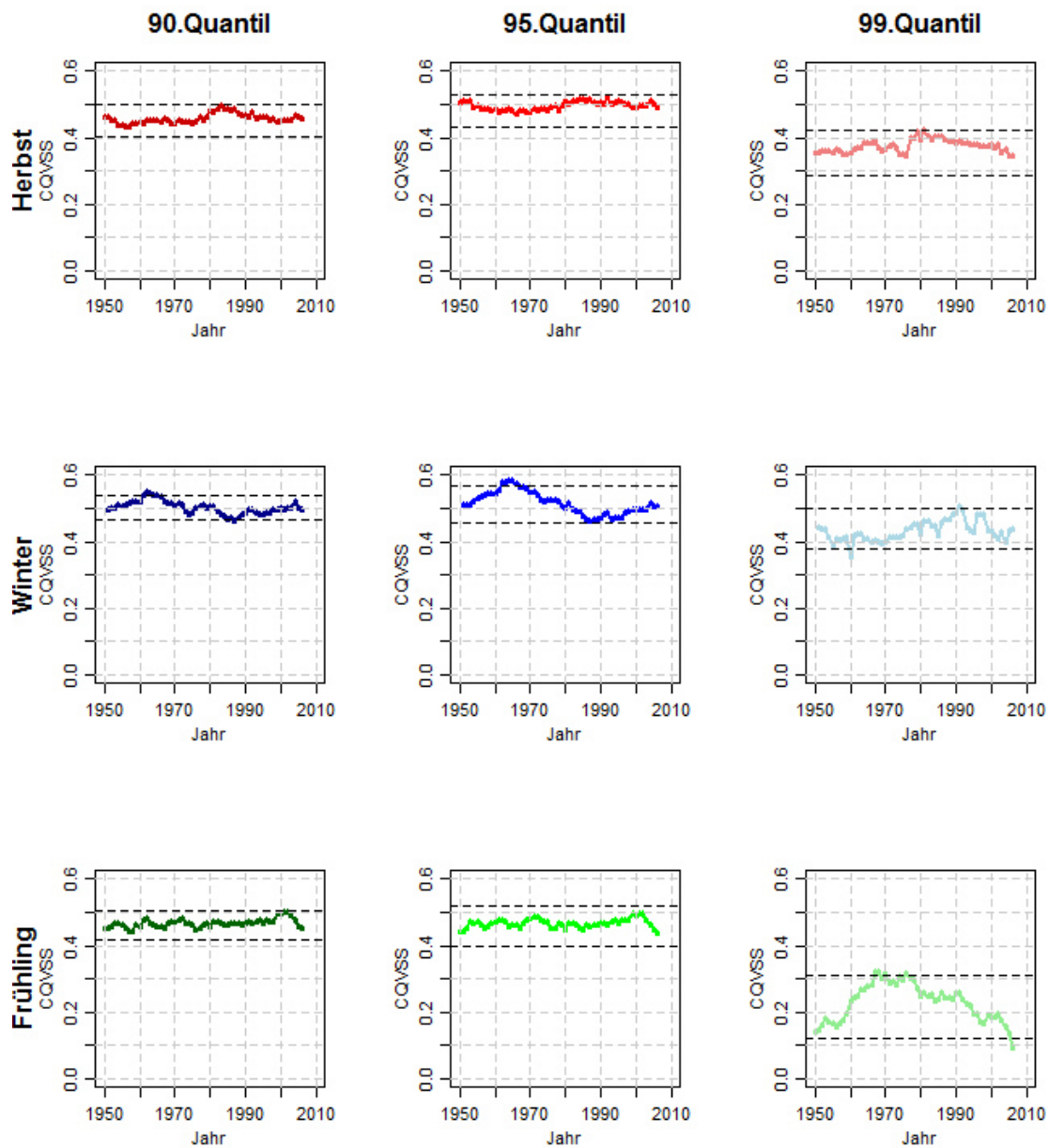


Abbildung C 6: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Sevilla** der Niederschlagsregion **NR-3**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

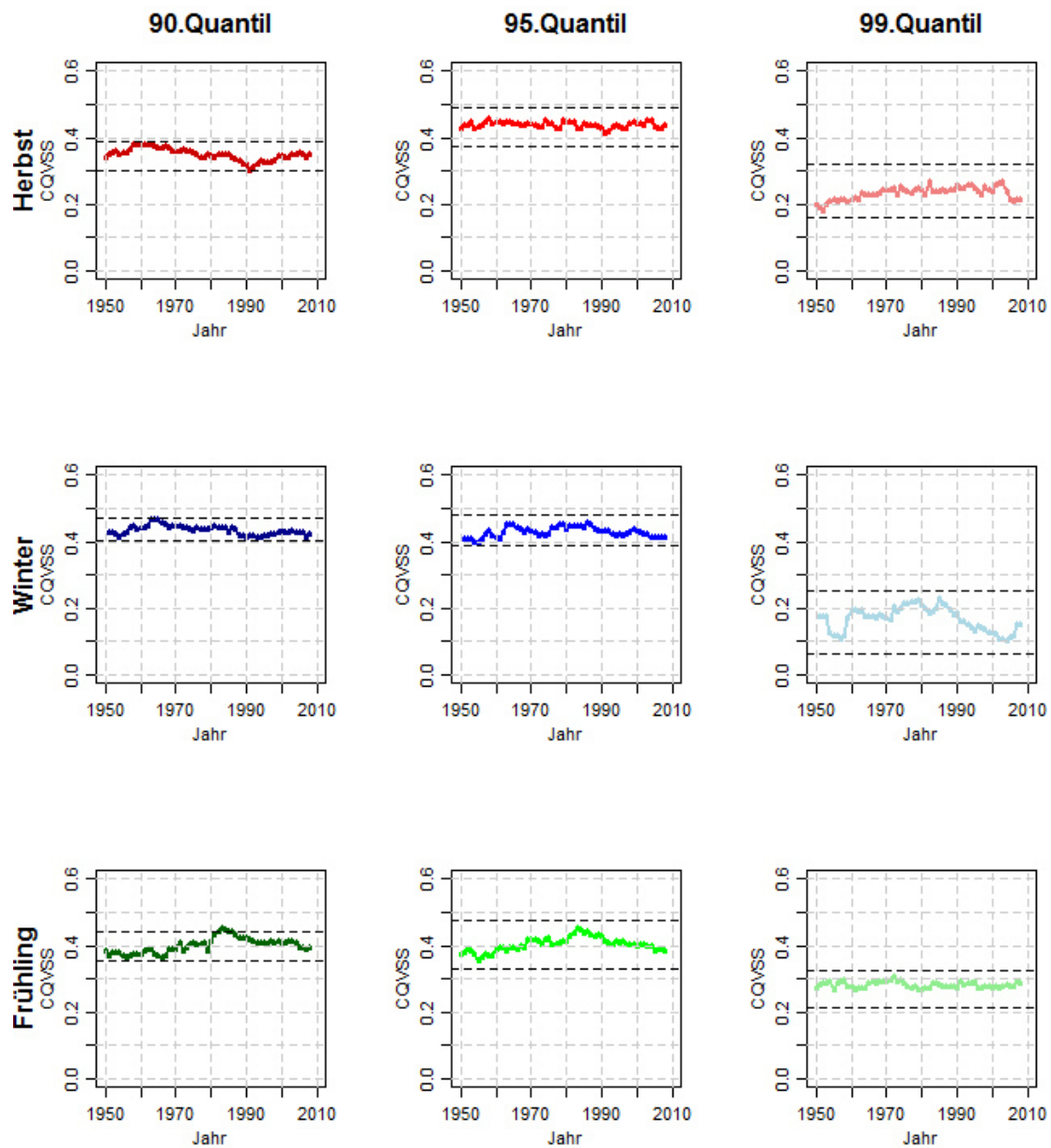


Abbildung C 7: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Beja** der Niederschlagsregion **NR-4**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

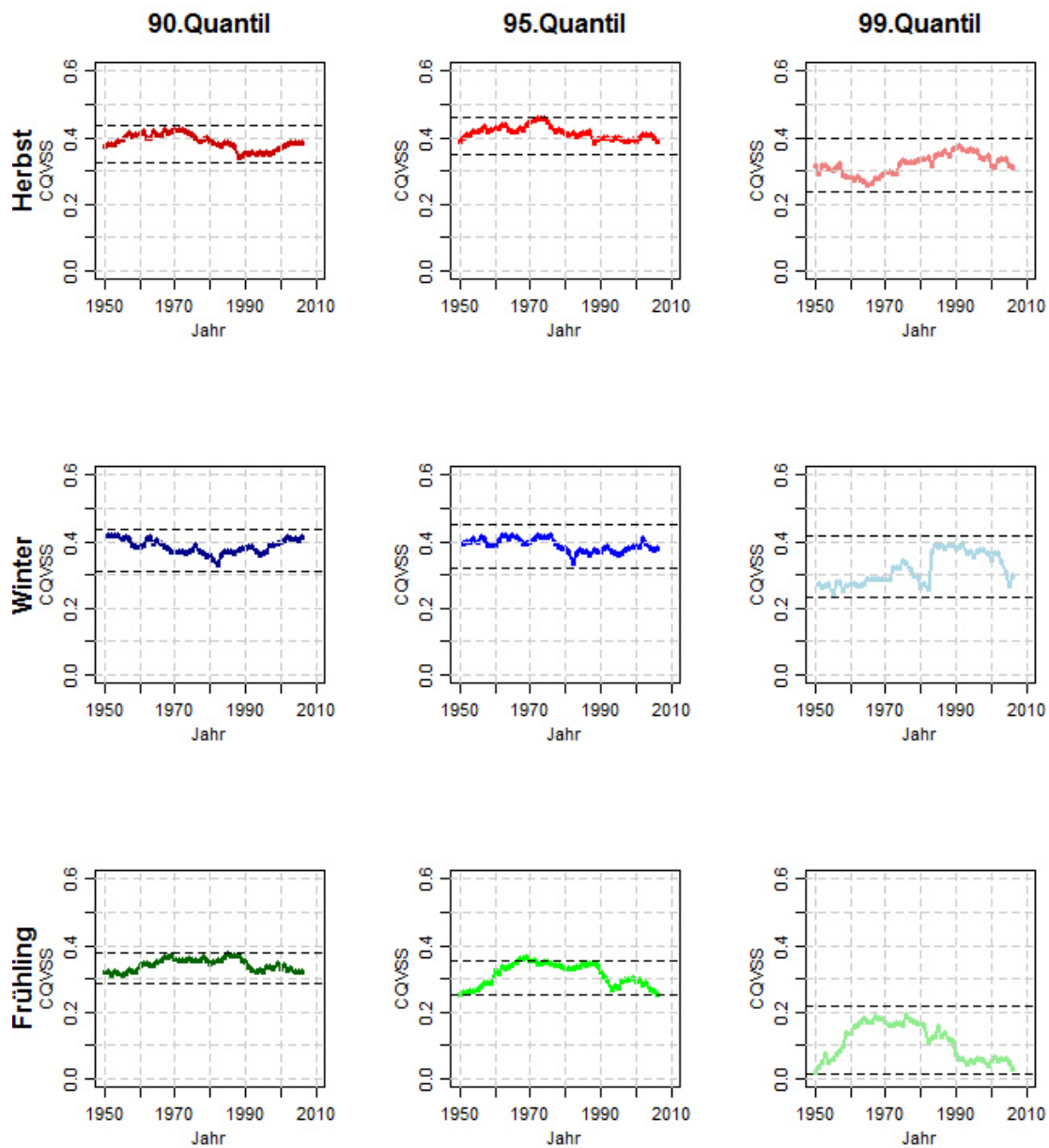


Abbildung C 8: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Valladolid** der Niederschlagsregion **NR-5**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

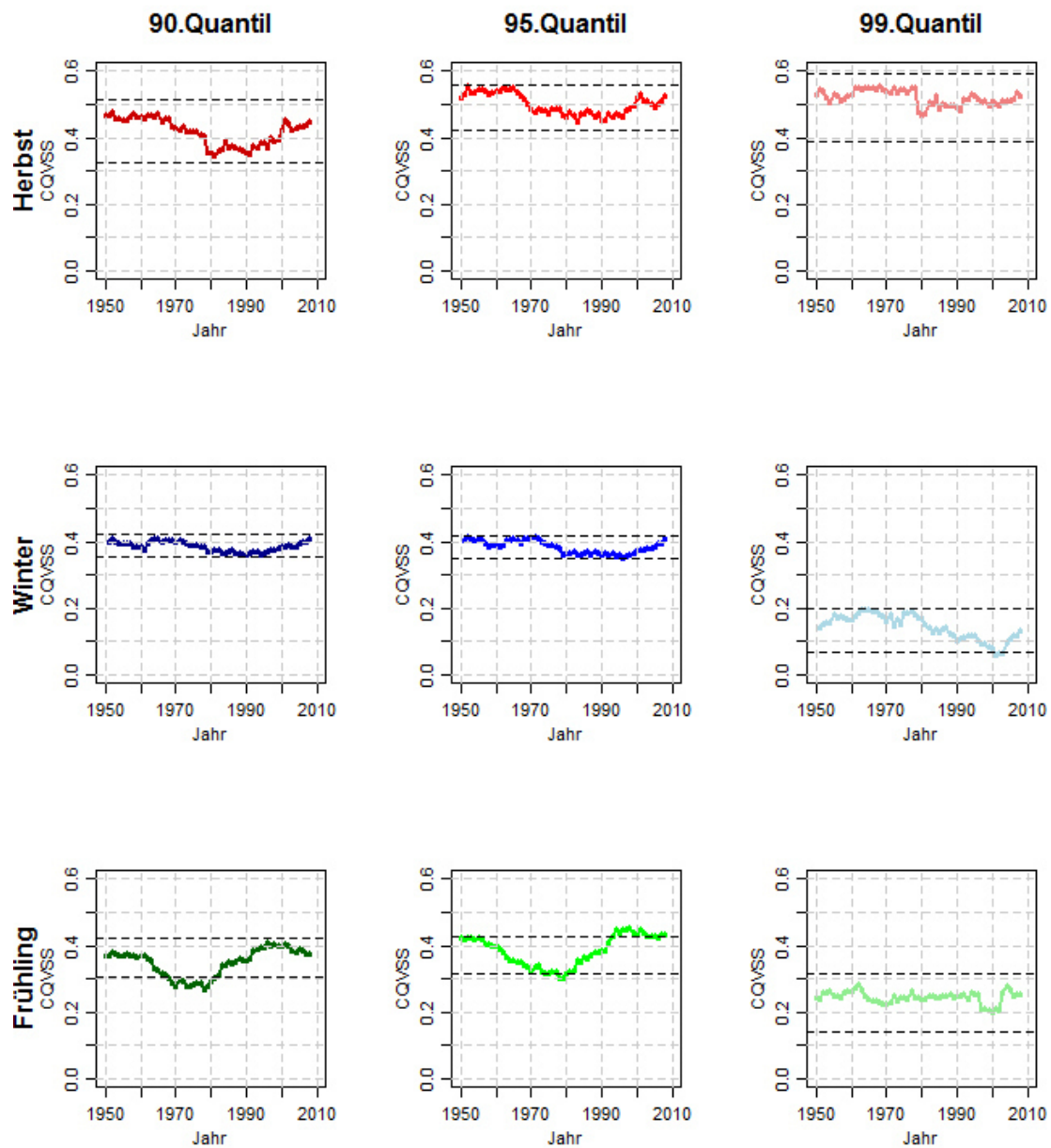


Abbildung C 9: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Limassol** der Niederschlagsregion **NR-6**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

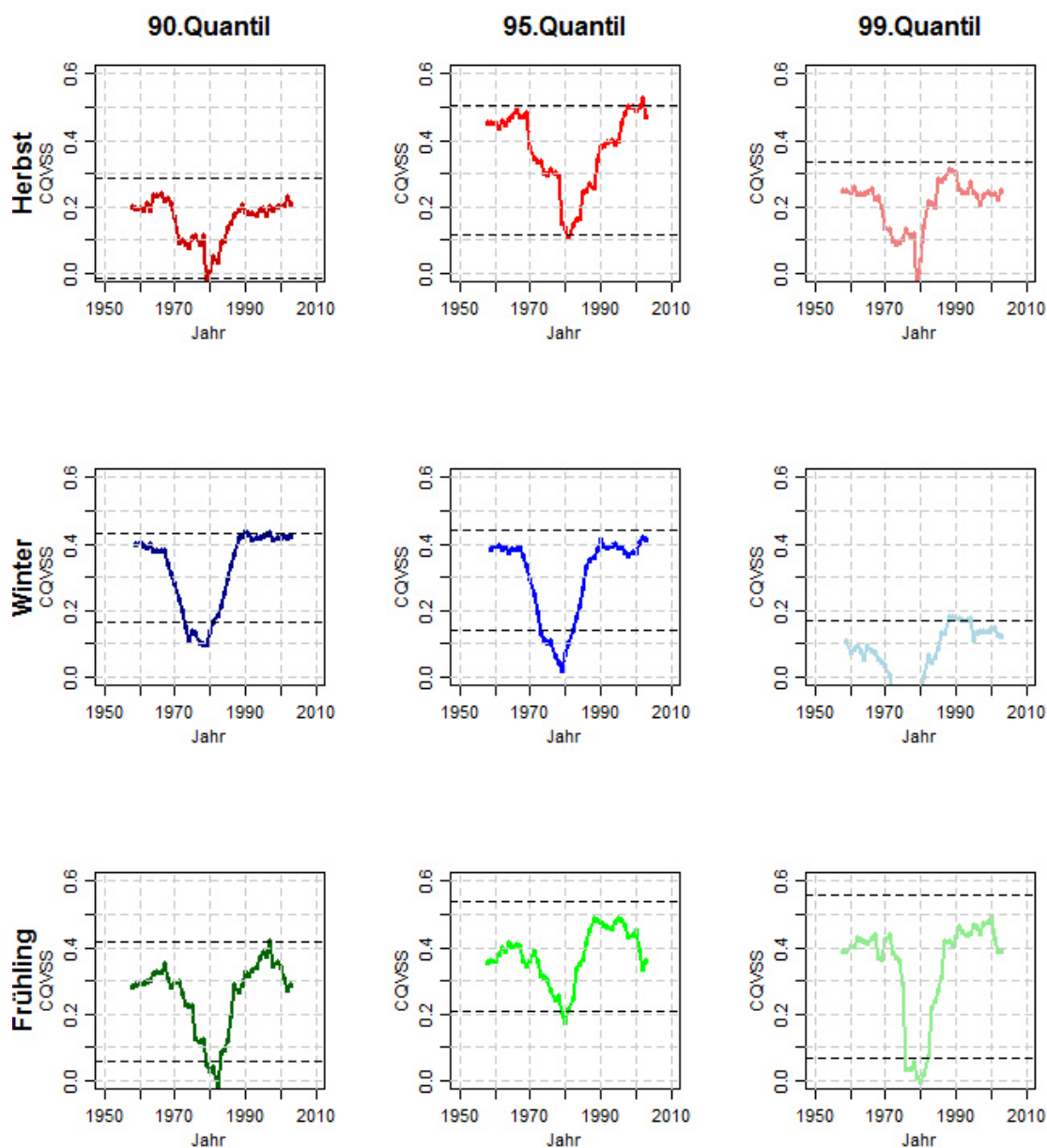


Abbildung C 10: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation *Beer Sheva* der Niederschlagsregion *NR-7*. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

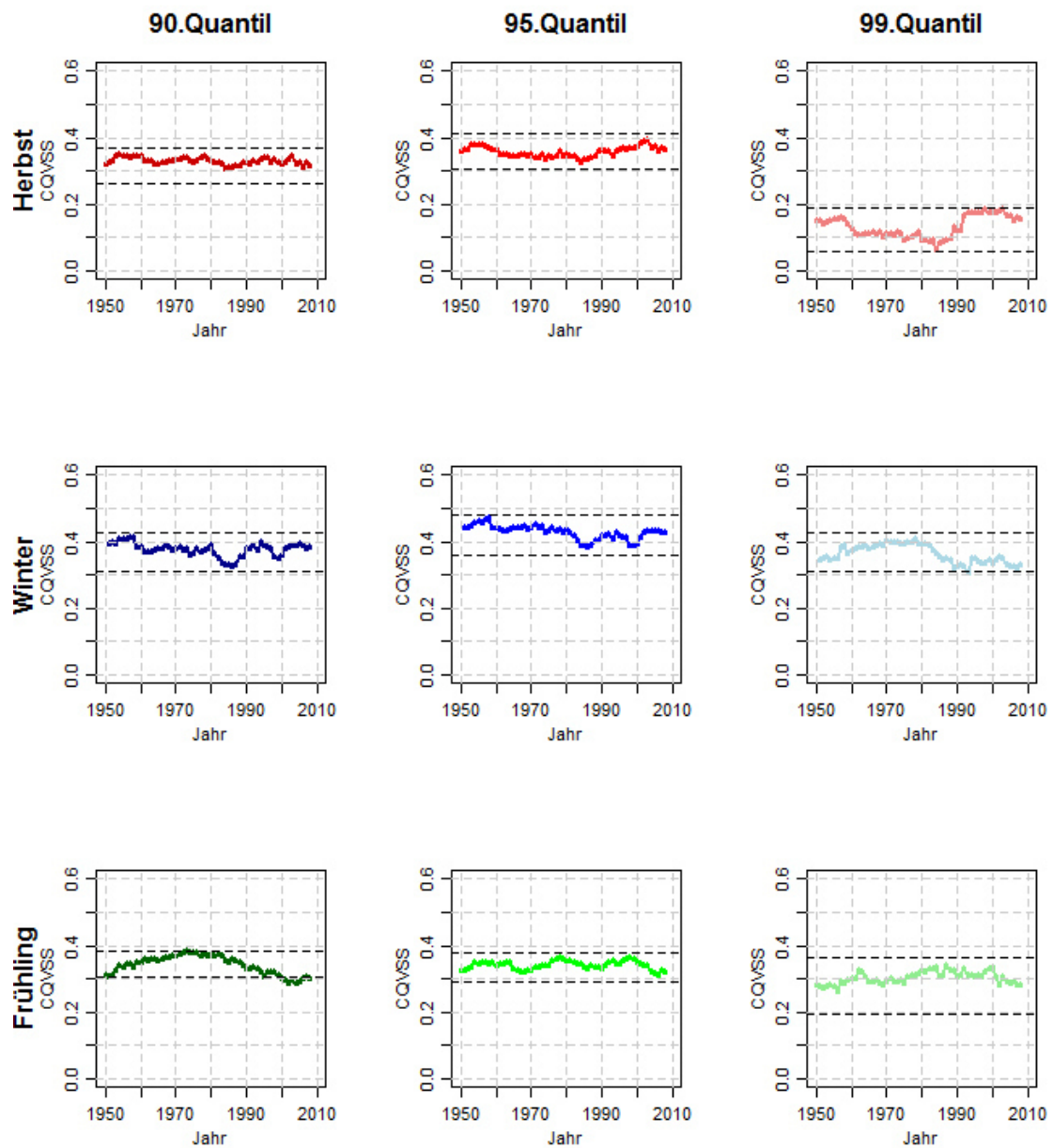


Abbildung C 11: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Nîmes** der Niederschlagsregion **NR-8**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

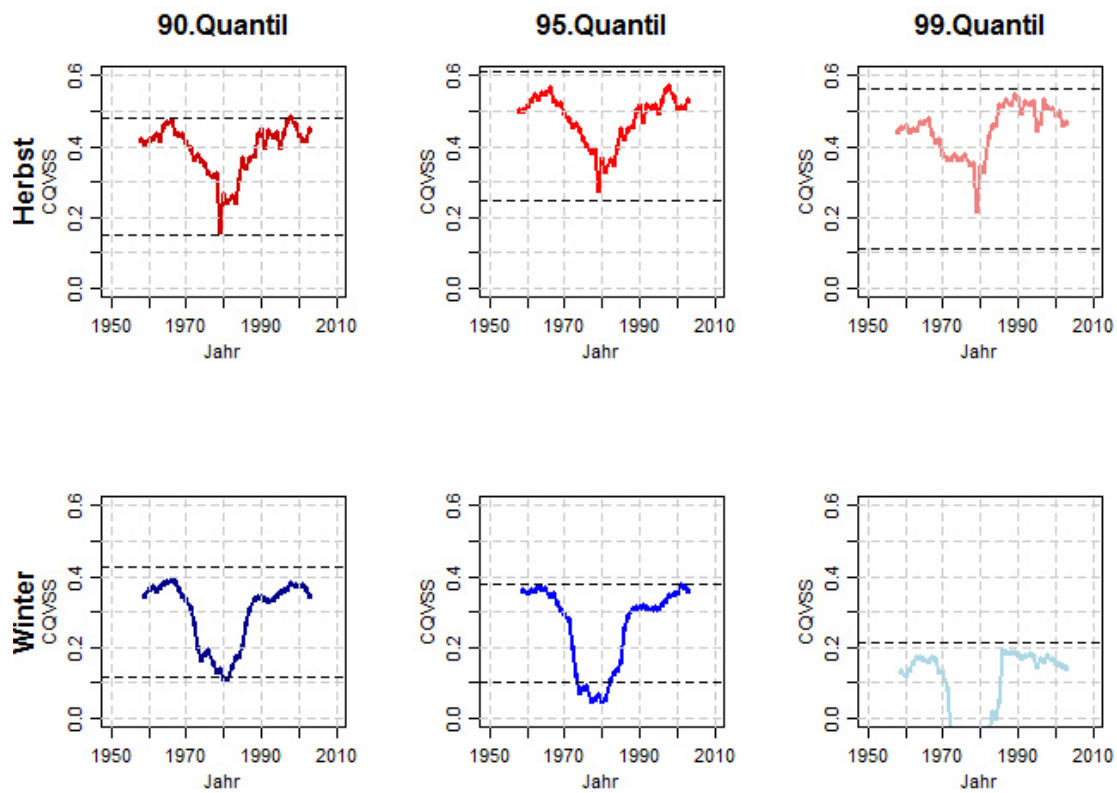


Abbildung C 12: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Tel Aviv** der Niederschlagsregion **NR-9**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

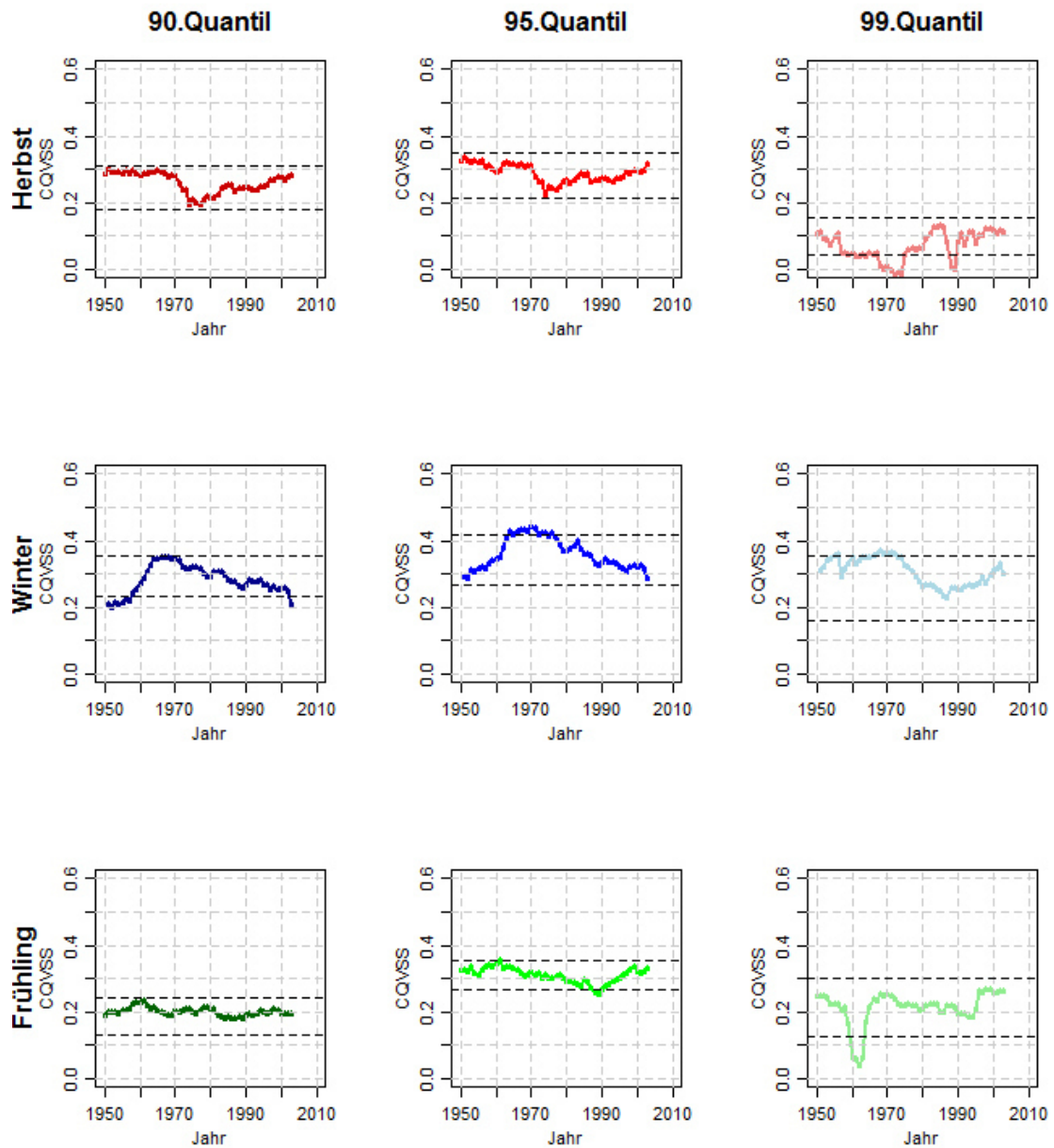


Abbildung C 13: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Tortosa** der Niederschlagsregion **NR-10/9**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

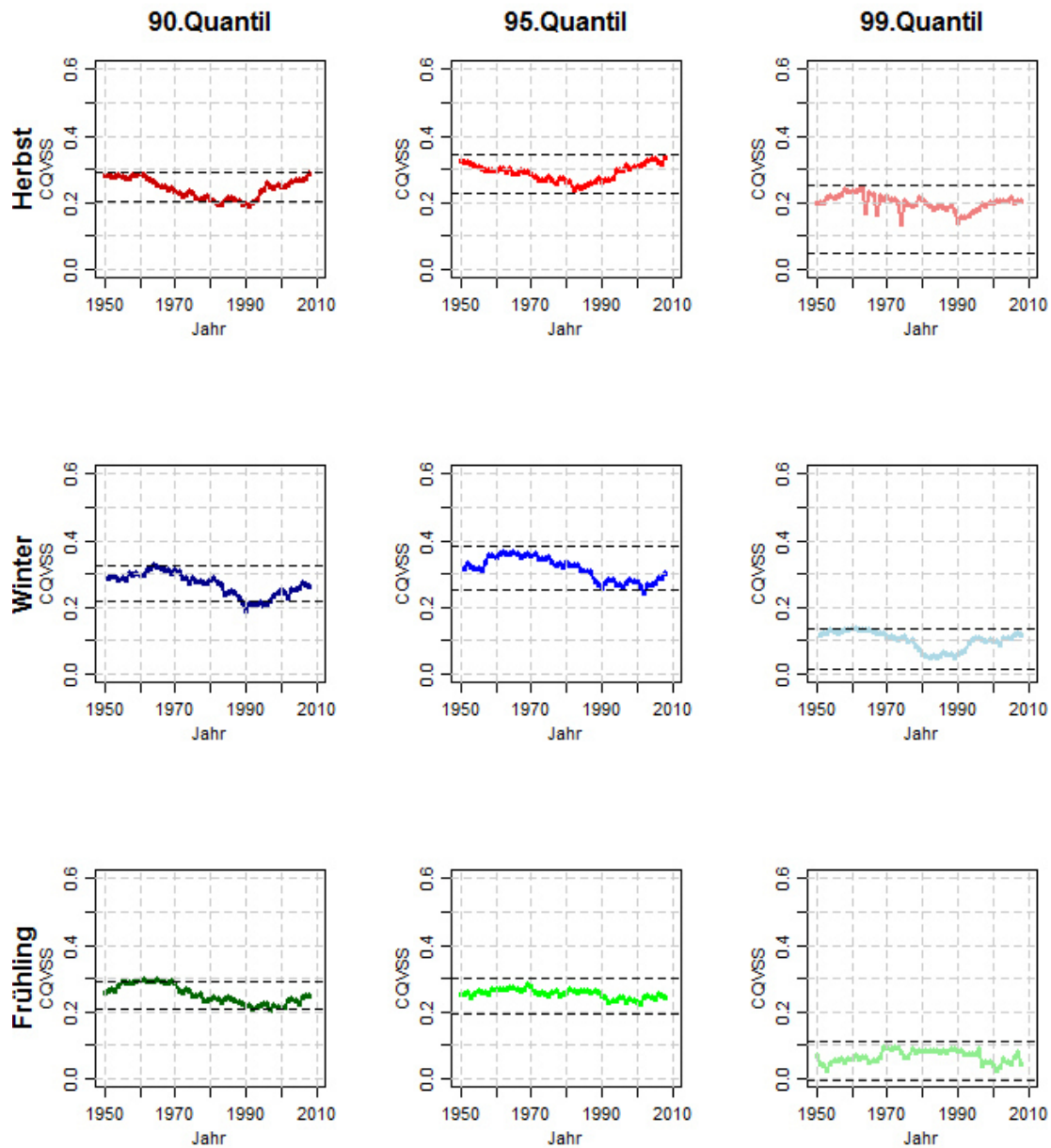


Abbildung C 14: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Bologna** der Niederschlagsregion **NR-11/10**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

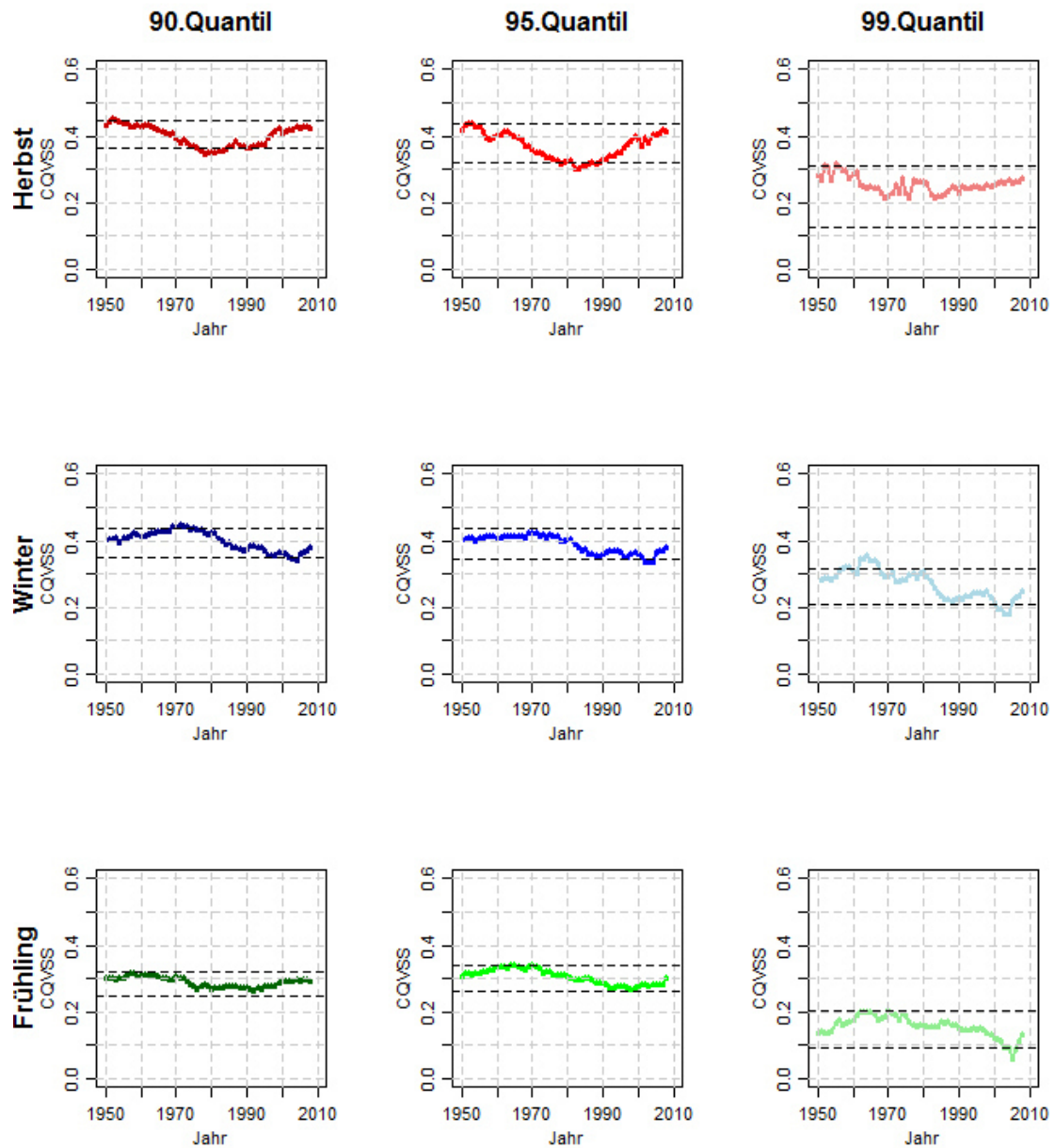


Abbildung C 15: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Gaspic** der Niederschlagsregion **NR-12/11**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

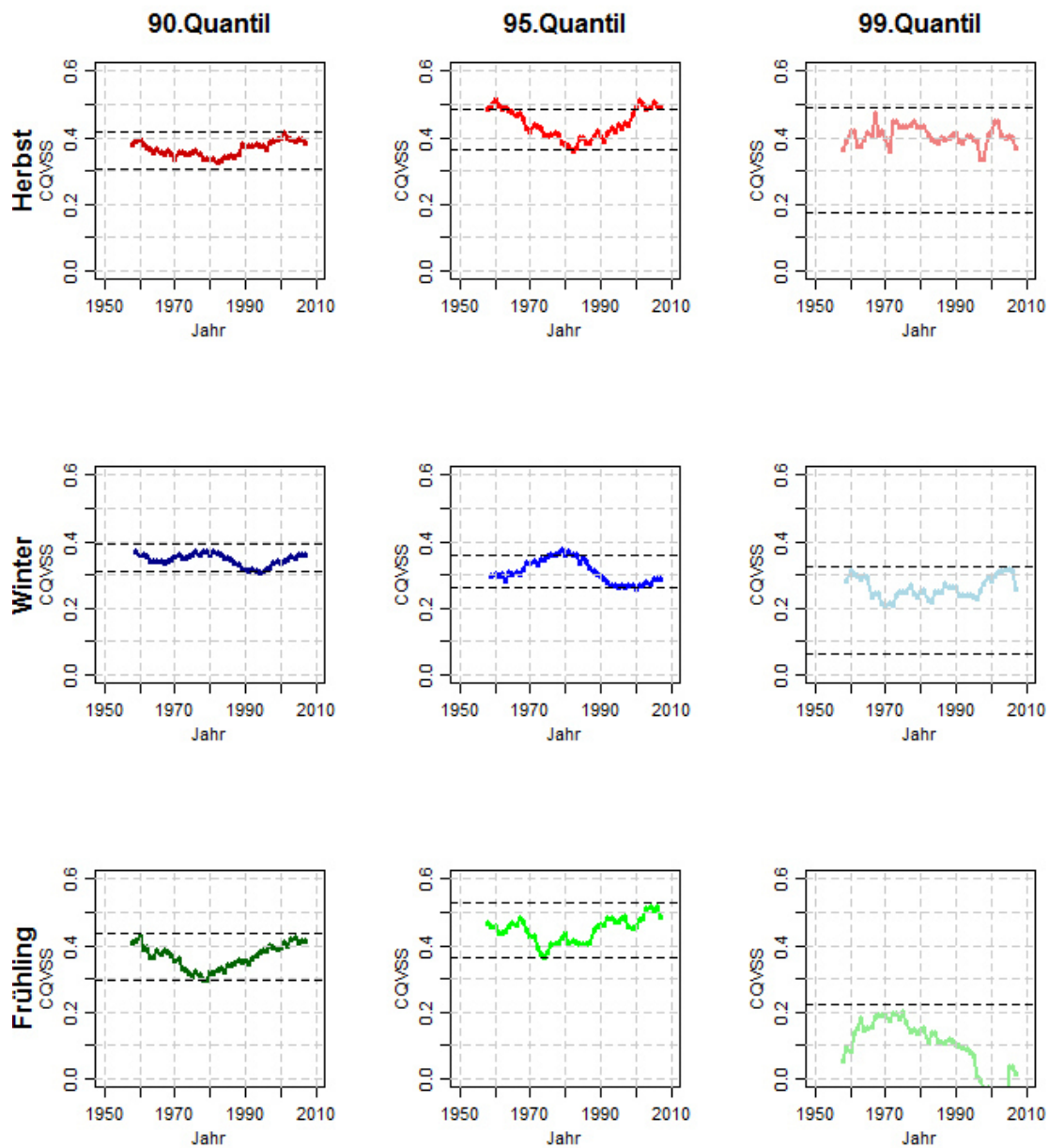


Abbildung C 16: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Chania** der Niederschlagsregion **NR-13/12**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

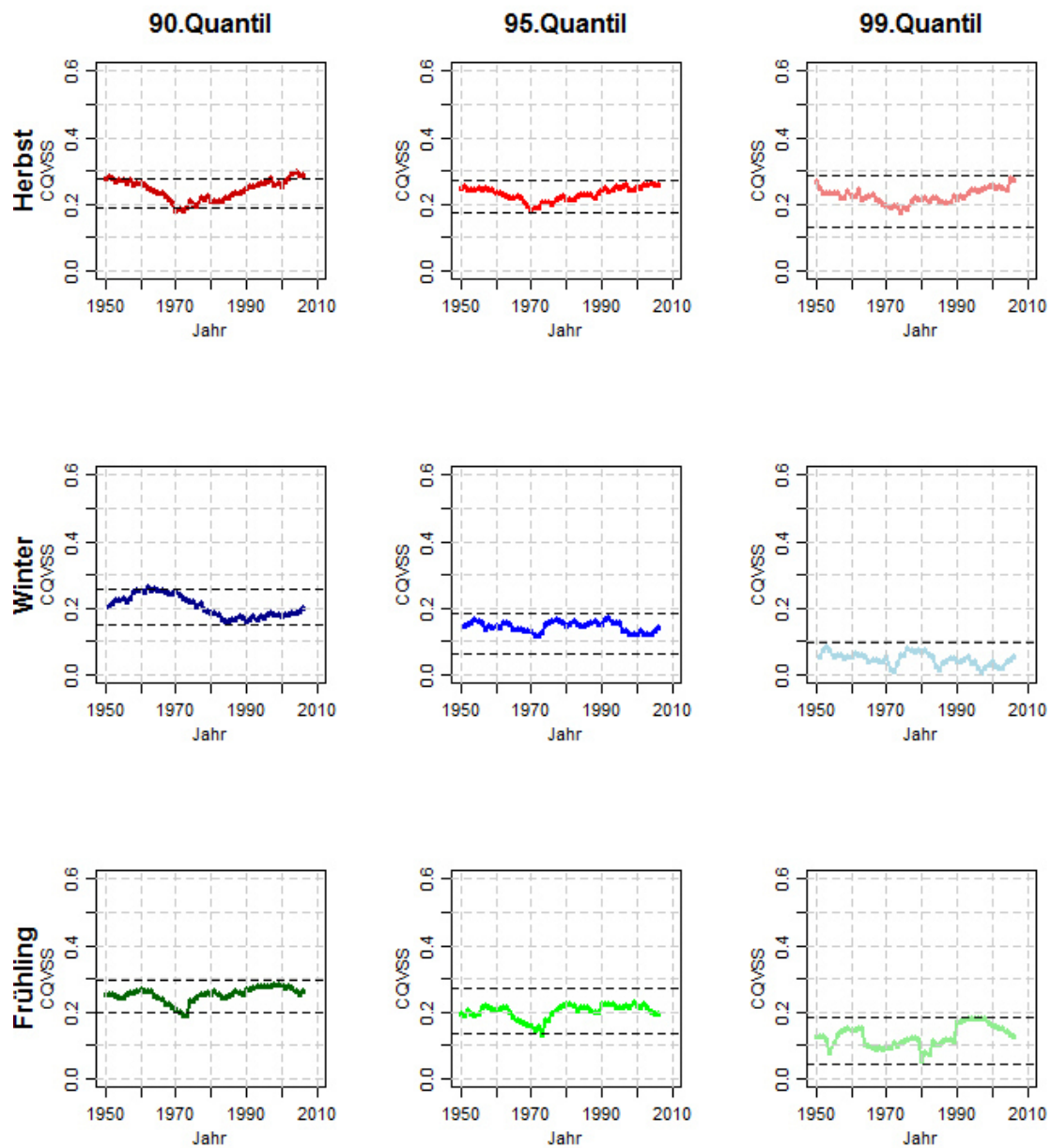


Abbildung C 17: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Lastovo** der Niederschlagsregion **NR-14/13**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

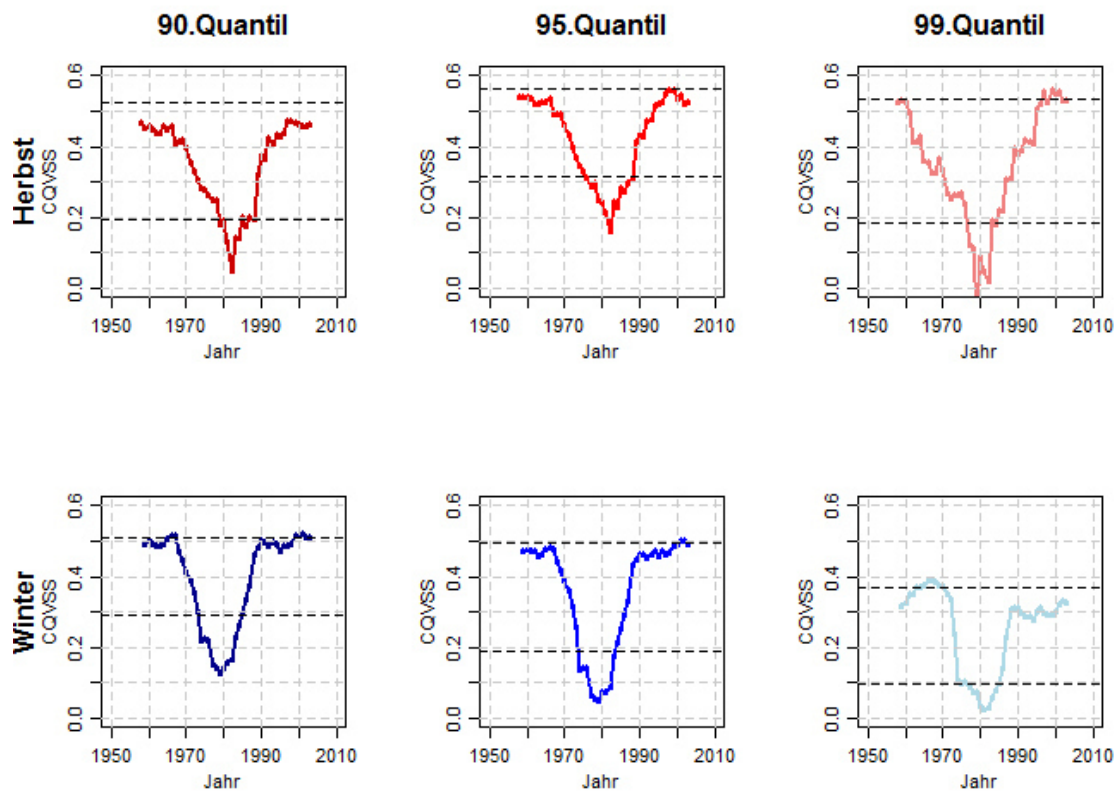


Abbildung C 18: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Jerusalem** der Niederschlagsregion **NR-15**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

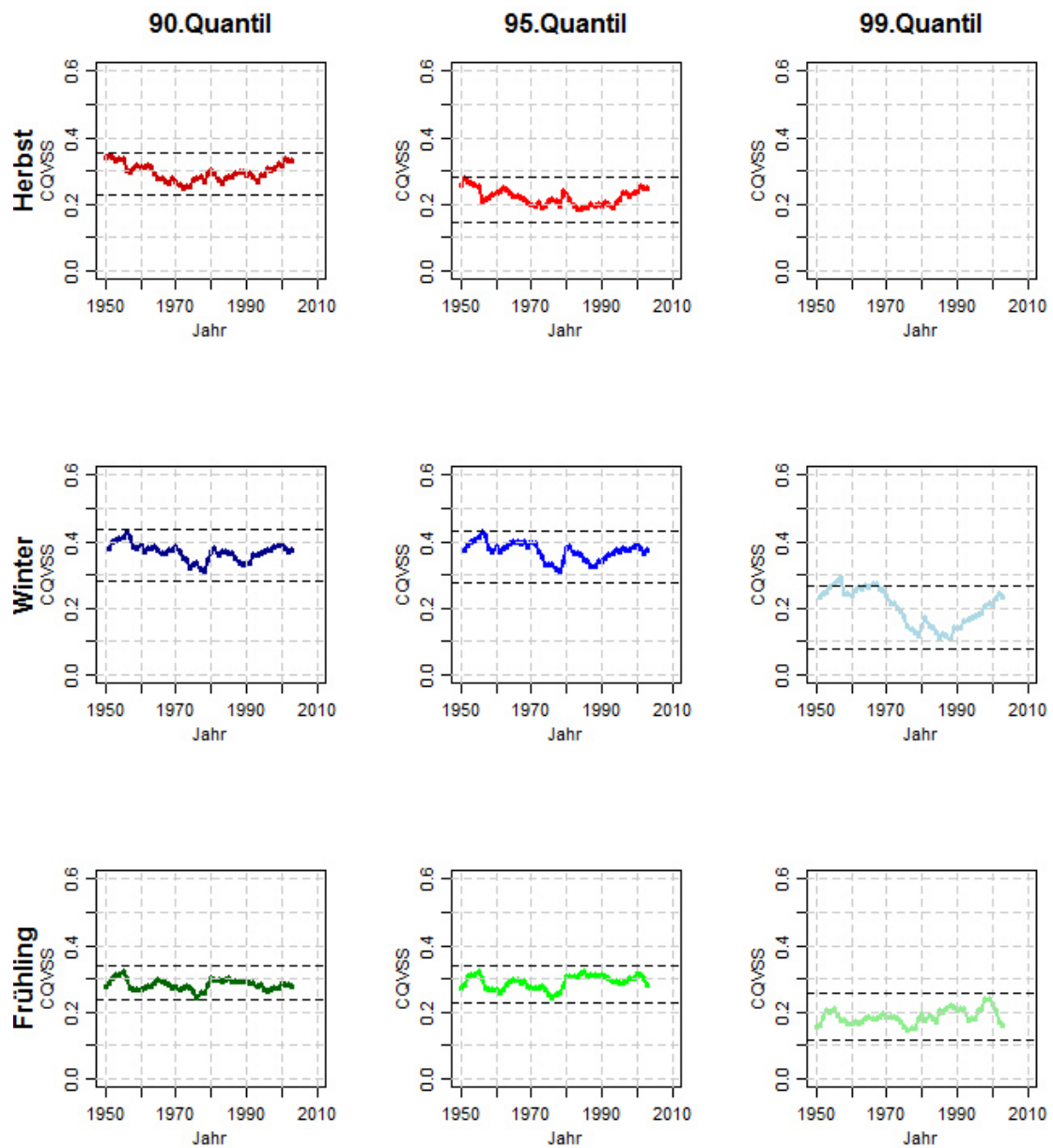


Abbildung C 19: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Mantova** der Niederschlagsregion **NR-16/14**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

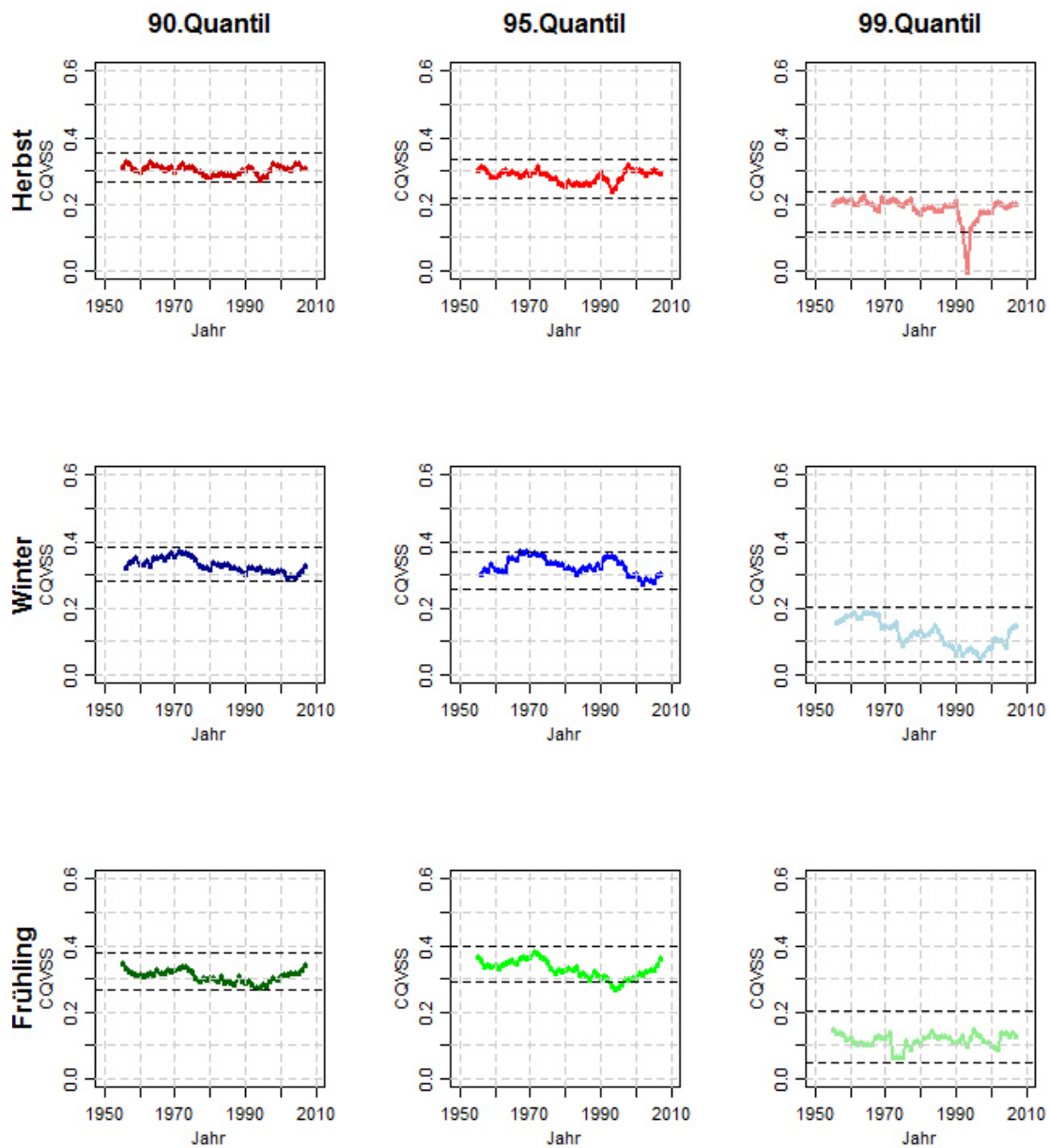


Abbildung C 20: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Larissa** der Niederschlagsregion **NR-17/15**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

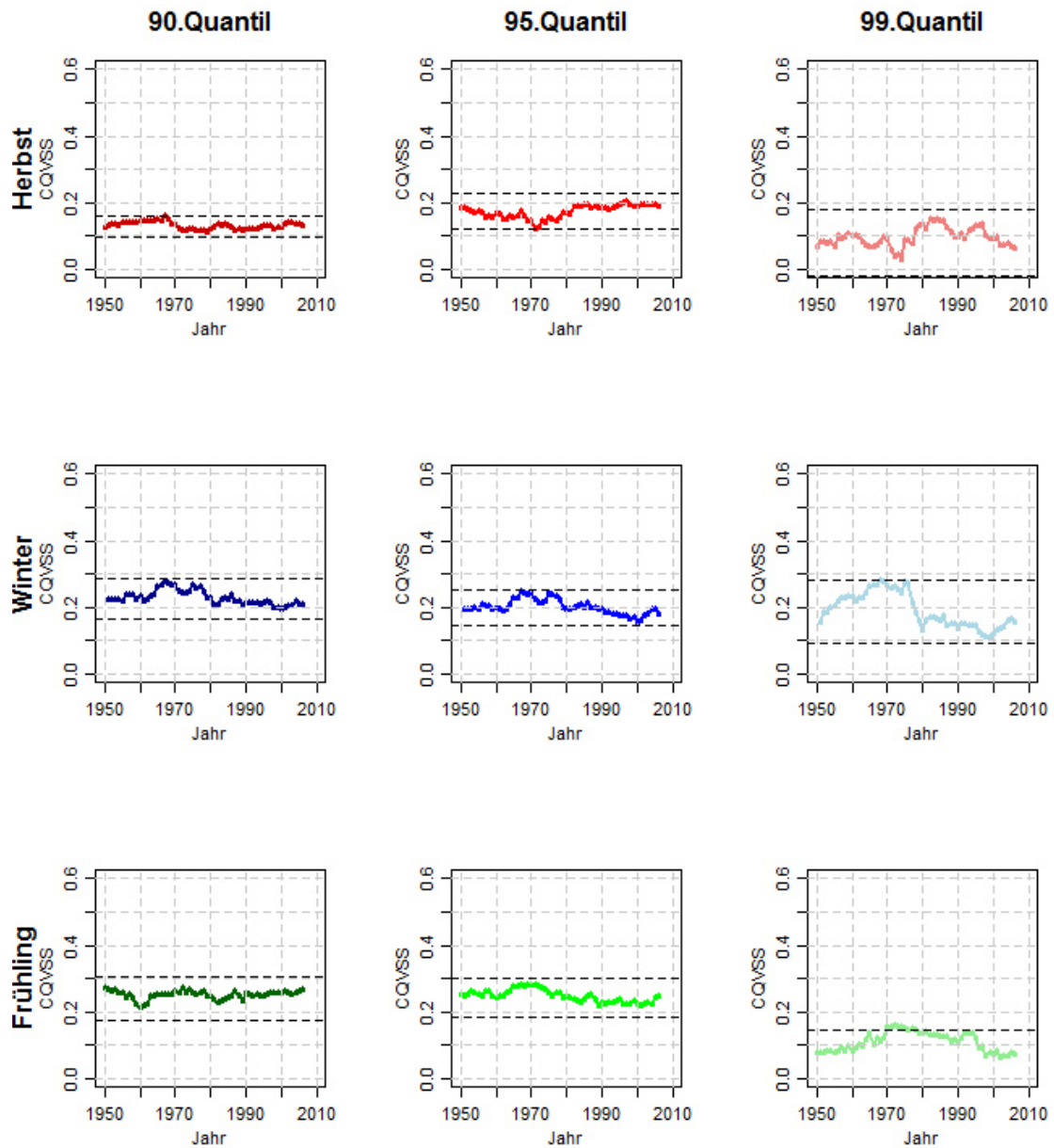


Abbildung C 21: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Alicante** der Niederschlagsregion **NR-18/16**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

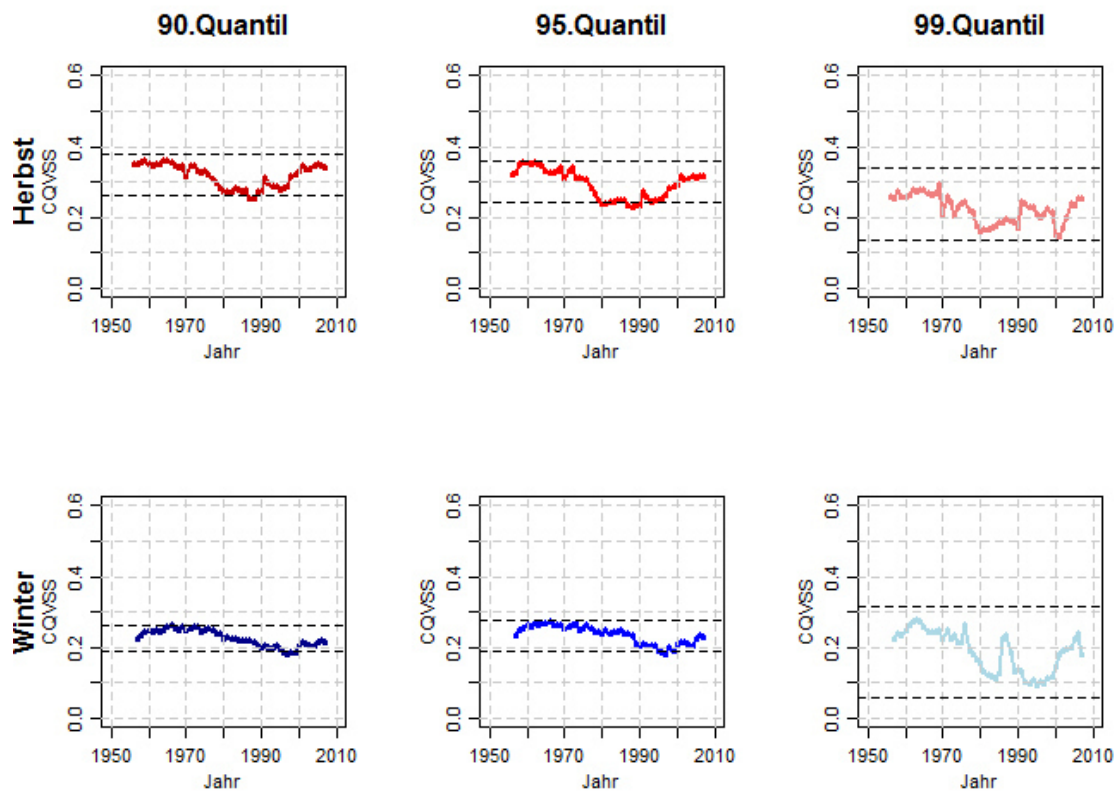


Abbildung C 22: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Methoni** der Niederschlagsregion **NR-19**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

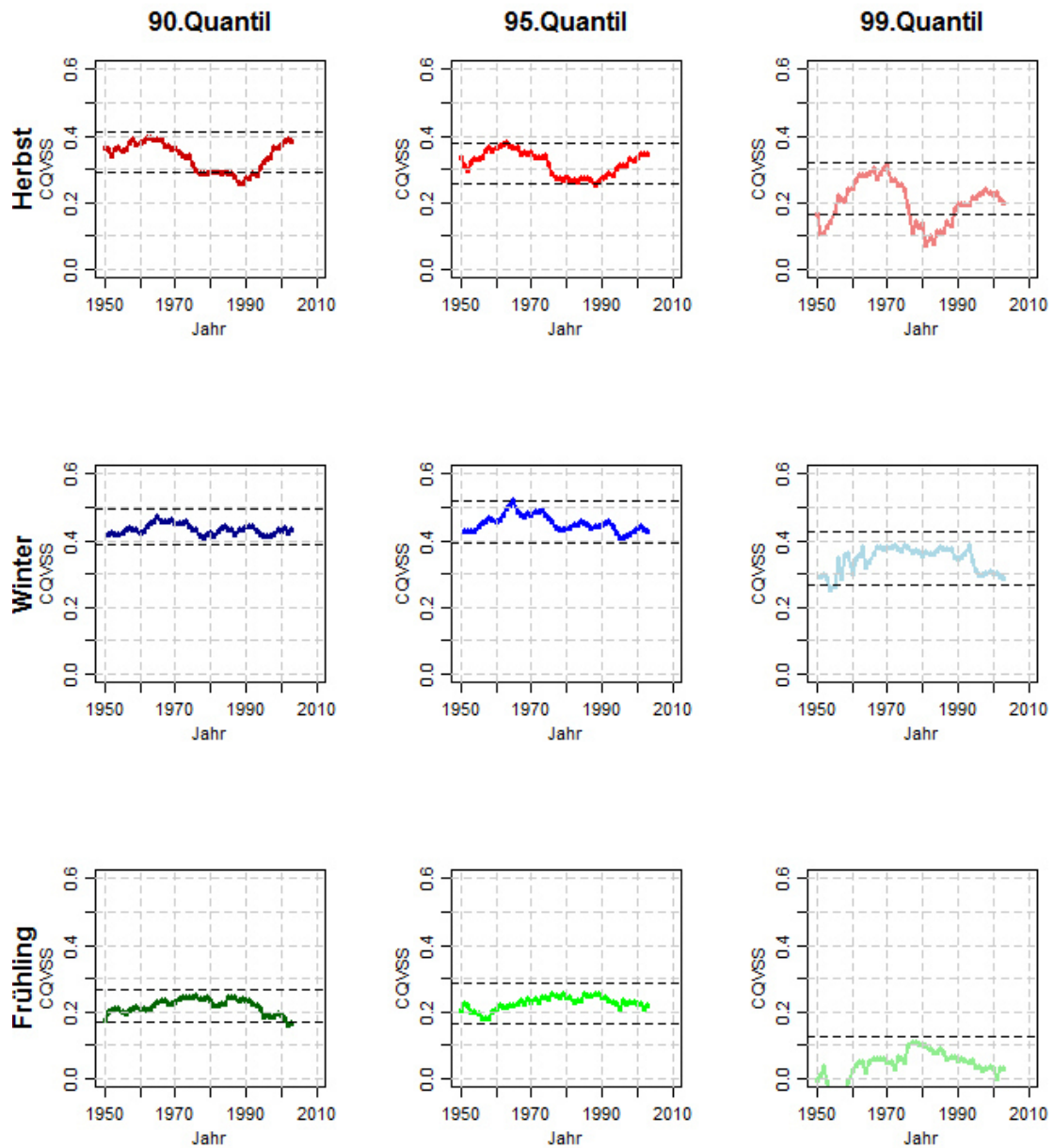


Abbildung C 23: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Soria** der Niederschlagsregion **NR-20/17**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

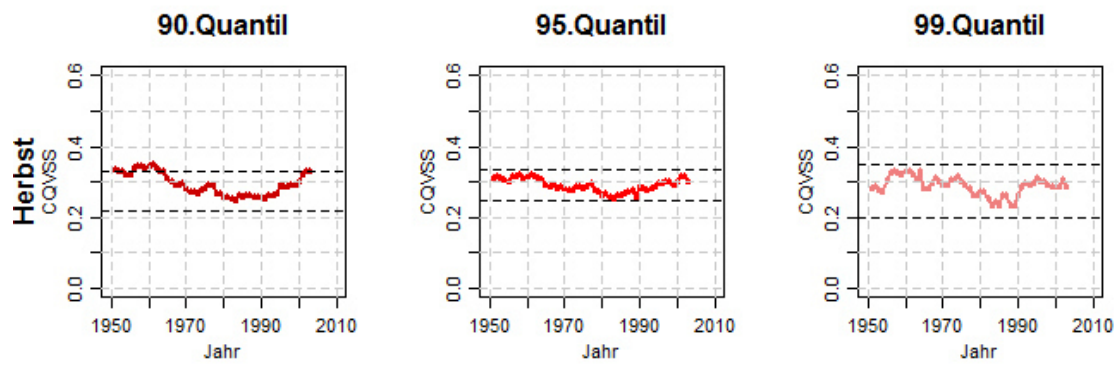


Abbildung C 24: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Brindisi** der Niederschlagsregion **NR-21H**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

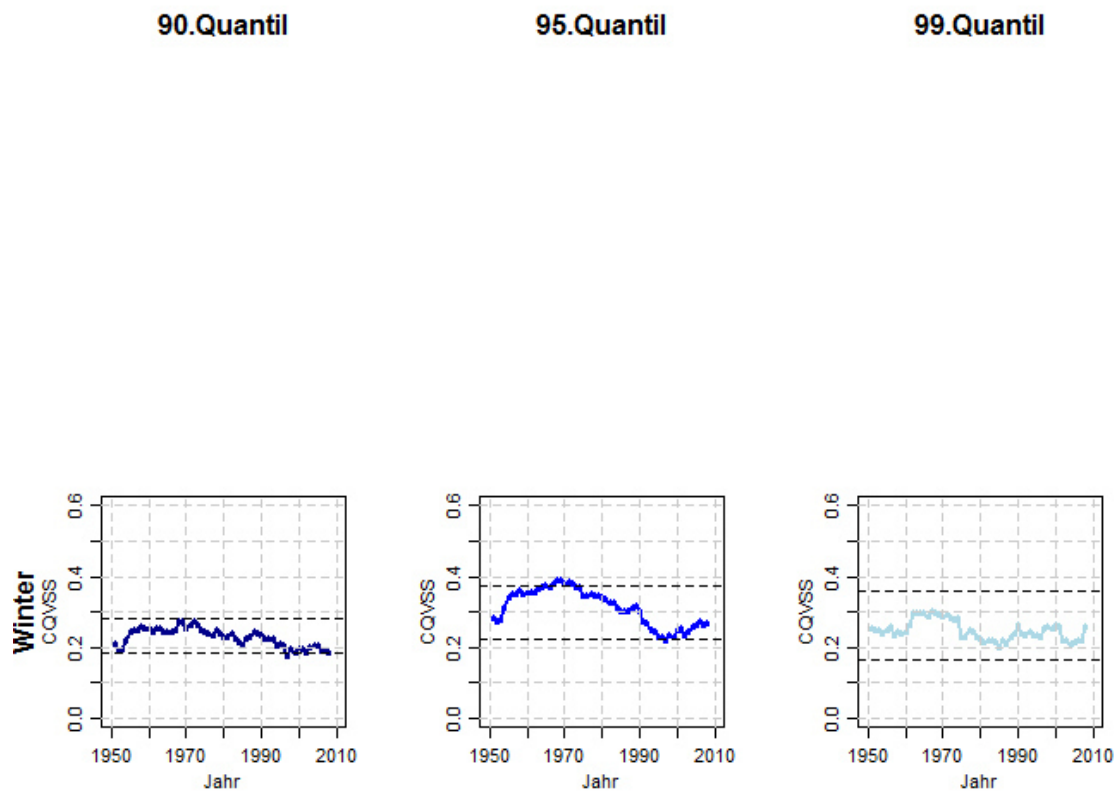


Abbildung C 25: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Perpignan** der Niederschlagsregion **NR-21W**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

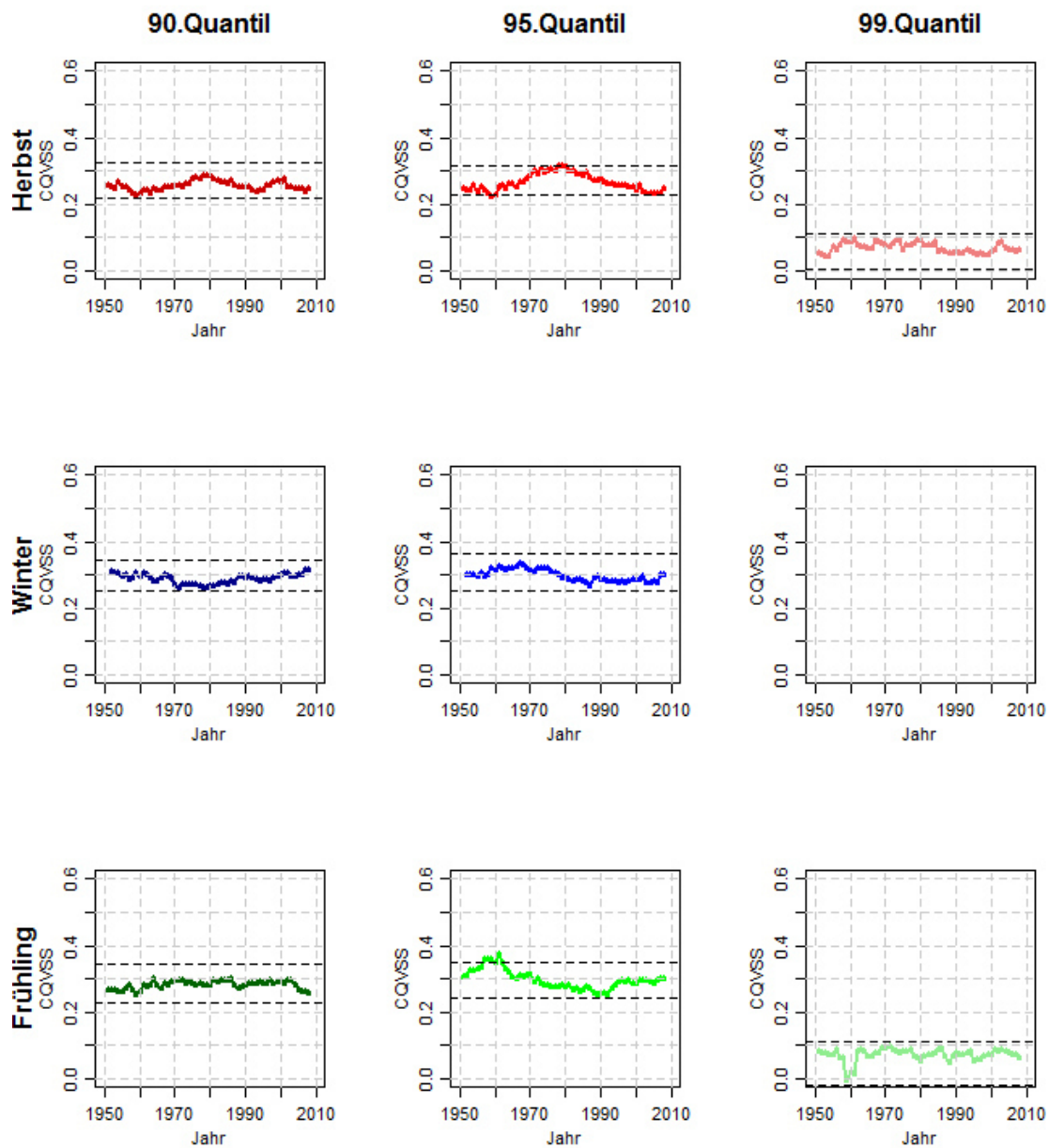


Abbildung C 26: Überblick über die Entwicklung des CQVSS der verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten) zu den jeweiligen Jahreszeiten (Reihen) für die Referenzstation **Cagliari** der Niederschlagsregion **NR-22/18**. Die Ergebnisse des instationären Ansatzes sind farblich hervorgehoben, die minimalen und maximalen Werte des stationären Ansatzes sind durch horizontal verlaufende gestrichelte Linien dargestellt.

Anhang D

Tabellen:

<p>Tabelle D 1: Überblick über verschiedene statistische Kenngrößen des Niederschlags [N= mittlerer saisonaler Niederschlag; N-Tage (Q-Tage) = mittlere Anzahl an Niederschlagstagen (oberhalb des entsprechend Quantils) pro Saison; N/N-Tag (N/Q-Tag)= mittlerer Niederschlag pro Niederschlagstag (oberhalb des entsprechenden Quantils) und Saison] für die beiden Subperioden CQVSS_{MIN} (MIN) und CQVSS_{MAX} (MAX) für die Jahreszeit Herbst. Die Angaben in Bezug auf die Scores [SCO-MIN (SCO-MAX)= Anzahl der Tage mit Scores < -2.0 (> 2.0); N/SCO-MIN (N/SCO-MAX)= mittlerer Niederschlag an Tagen mit Scores < -2.0 (>2.0)] beziehen sich auf das Variationszentrum (Prädiktor) mit dem höchsten absoluten Beta-Koeffizienten (Beta-Max).</p>	312
<p>Tabelle D 2: Überblick über verschiedene statistische Kenngrößen des Niederschlags [N= mittlerer saisonaler Niederschlag; N-Tage (Q-Tage) = mittlere Anzahl an Niederschlagstagen (oberhalb des entsprechend Quantils) pro Saison; N/N-Tag (N/Q-Tag)= mittlerer Niederschlag pro Niederschlagstag (oberhalb des entsprechenden Quantils) und Saison] für die beiden Subperioden CQVSS_{MIN} (MIN) und CQVSS_{MAX} (MAX) für die Jahreszeit Winter. Die Angaben in Bezug auf die Scores [SCO-MIN (SCO-MAX)= Anzahl der Tage mit Scores < -2.0 (> 2.0); N/SCO-MIN (N/SCO-MAX)= mittlerer Niederschlag an Tagen mit Scores < -2.0 (>2.0)] beziehen sich auf das Variationszentrum (Prädiktor) mit dem höchsten absoluten Beta-Koeffizienten (Beta-Max).</p>	313
<p>Tabelle D 3: Überblick über verschiedene statistische Kenngrößen des Niederschlags [N= mittlerer saisonaler Niederschlag; N-Tage (Q-Tage) = mittlere Anzahl an Niederschlagstagen (oberhalb des entsprechend Quantils) pro Saison; N/N-Tag (N/Q-Tag)= mittlerer Niederschlag pro Niederschlagstag (oberhalb des entsprechenden Quantils) und Saison] für die beiden Subperioden CQVSS_{MIN} (MIN) und CQVSS_{MAX} (MAX) für die Jahreszeit Frühling. Die Angaben in Bezug auf die Scores [SCO-MIN (SCO-MAX)= Anzahl der Tage mit Scores < -2.0 (> 2.0); N/SCO-MIN (N/SCO-MAX)= mittlerer Niederschlag an Tagen mit Scores < -2.0 (>2.0)] beziehen sich auf das Variationszentrum (Prädiktor) mit dem höchsten absoluten Beta-Koeffizienten (Beta-Max).</p>	315

Abbildungen:

Abbildung D 1: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Safed im Herbst ($\tau=0.90$).....	316
Abbildung D 2: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Bologna im Herbst ($\tau=0.90$).....	317
Abbildung D 3: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-8 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Gaspic im Herbst ($\tau=0.90$).....	318
Abbildung D 4: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Lastovo im Herbst ($\tau=0.90$).	319
Abbildung D 5: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Herbst ($\tau=0.90$).....	320
Abbildung D 6: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-9 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Soria im Herbst ($\tau=0.90$).....	321
Abbildung D 7: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Brindisi im Herbst ($\tau=0.90$).	322
Abbildung D 8: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-14 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Safed im Herbst ($\tau=0.95$).	323
Abbildung D 9: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-5 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Gaspic im Herbst ($\tau=0.95$).....	324
Abbildung D 10: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Chania im Herbst ($\tau=0.95$).	325
Abbildung D 11: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Herbst ($\tau=0.95$).....	326
Abbildung D 12: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-6 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Methoni im Herbst ($\tau=0.95$).....	327
Abbildung D 13: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Tortosa im Herbst ($\tau=0.99$).....	328

Abbildung D 14: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-15 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Herbst ($\tau=0.99$).....	329
Abbildung D 15: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-3 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Soria im Herbst ($\tau=0.99$).	330
Abbildung D 16: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Safed im Winter ($\tau=0.90$).	331
Abbildung D 17: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-8 der meridionalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Winter ($\tau=0.90$).	332
Abbildung D 18: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Winter ($\tau=0.90$).....	333
Abbildung D 19: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der spezifischen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Bologna im Winter ($\tau=0.90$).....	334
Abbildung D 20: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Gospic im Winter ($\tau=0.90$).....	335
Abbildung D 21: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Winter ($\tau=0.90$).	336
Abbildung D 22: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-10 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Methoni im Winter ($\tau=0.90$).	337
Abbildung D 23: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Safed im Winter ($\tau=0.95$).	338
Abbildung D 24: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-3 der meridionalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Sevilla im Winter ($\tau=0.95$).	339
Abbildung D 25: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-10 der meridionalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Winter ($\tau=0.95$).	340
Abbildung D 26: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Winter ($\tau=0.95$).....	341
Abbildung D 27: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der spezifischen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Gospic im Winter ($\tau=0.95$).	342

Abbildung D 28: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Chania im Winter ($\tau=0.95$).....	343
Abbildung D 29: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-3 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Perpignan im Winter ($\tau=0.95$).....	344
Abbildung D 30: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-6 der meridionalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Limassol im Winter ($\tau=0.99$).....	345
Abbildung D 31: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Winter ($\tau=0.99$).	346
Abbildung D 32: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Tel Aviv im Winter ($\tau=0.99$).	347
Abbildung D 33: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Winter ($\tau=0.99$).	348
Abbildung D 34: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der spezifischen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Gaspic im Winter ($\tau=0.99$).....	349
Abbildung D 35: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Winter ($\tau=0.99$).	350
Abbildung D 36: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-8 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Mantova im Winter ($\tau=0.99$).....	351
Abbildung D 37: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Safed im Frühling ($\tau=0.90$).	352
Abbildung D 38: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Limassol im Frühling ($\tau=0.90$).....	353
Abbildung D 39: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-5 der geopotentiellen Höhen auf dem 850hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Frühling ($\tau=0.90$).	354
Abbildung D 40: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Nimes im Frühling ($\tau=0.90$).	355
Abbildung D 41: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Bologna im Frühling ($\tau=0.90$).	356

Abbildung D 42: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-9 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Lastovo im Frühling ($\tau=0.90$).....	357
Abbildung D 43: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Safed im Frühling ($\tau=0.95$).	358
Abbildung D 44: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Valladolid im Frühling ($\tau=0.95$).....	359
Abbildung D 45: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Limassol im Frühling ($\tau=0.95$).....	360
Abbildung D 46: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der spezifischen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Frühling ($\tau=0.95$).....	361
Abbildung D 47: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Larissa im Frühling ($\tau=0.95$).....	362
Abbildung D 48: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-5 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Cagliari im Frühling ($\tau=0.95$).	363
Abbildung D 49: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-15 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Frühling ($\tau=0.99$).	364
Abbildung D 50: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Frühling ($\tau=0.99$).	365
Abbildung D 51: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Chania im Frühling ($\tau=0.99$).	366
Abbildung D 52: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Alicante im Frühling ($\tau=0.99$).	367

Tabelle D.1: Überblick über verschiedene statistische Kenngrößen des Niederschlags [N = mittlerer saisonaler Niederschlag; N -Tage (Q -Tage) = mittlere Anzahl an Niederschlagstagen (oberhalb des entsprechenden Quantils) pro Saison; N/N -Tag (N/Q -Tag)= mittlerer Niederschlag pro Niederschlagstag (oberhalb des entsprechenden Quantils) und Saison] für die beiden Subperioden $QVSS_{min}$ (MIN) und $QVSS_{max}$ (MAX) für die Jahreszeit Herbst. Die Angaben in Bezug auf die Scores [SCO - MIN (SCO - MAX)= Anzahl der Tage mit Scores < -2.0 (> 2.0); N/SCO - MIN (N/SCO - MAX)= mittlerer Niederschlag an Tagen mit Scores < -2.0 (> 2.0)] beziehen sich auf das Variationszentrum (Prädiktor) mit dem höchsten absoluten Beta-Koeffizienten (Beta- MAX).

Herbst	Tau=0.90												Tau=0.95			
Station	NR-2 Safed rhum.0700 PC-2		NR-11 Bologna rhum.0700 PC-7		NR-12 Gospic uwmd.0700 PC-8		NR-14 Lastovo rhum.0700 PC-7		NR-15 Jerusalem hgt.0700 PC-2		NR-20 Soria uwmd.0700 PC-9		NR-21 Brindisi uwmd.0850 PC-13		NR-2 Safed uwmd.0850 PC-14	
Prädiktor	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX
Periode	1979	1968	1991	2008	1978	1952	1972	2004	1982	1998	1988	1963	1983	1961	1979	1968
Beta-0	-11.15	-7.83	4.02	5.29	12.78	9.19	5.48	4.27	-15.19	-12.89	1.28	2.50	1.96	3.87	-5.19	1.62
Beta-Max	-11.15	-9.04	8.87	6.71	8.28	8.35	5.81	5.03	13.31	10.27	-3.74	-3.91	-7.20	-5.23	-15.84	-9.84
N	138.1	89.4	228.7	203.6	438.1	450.0	196.1	195.9	68.9	45.0	125.3	155.8	205.8	193.3	99.2	84.1
N-Tage	11.0	8.9	19.1	19.5	27.5	28.0	18.9	18.1	7.2	5.7	19.5	21.0	17.6	18.9	9.1	8.3
N/N-Tag	12.6	10.0	12.0	10.5	15.9	16.1	10.4	10.8	9.6	7.9	6.4	7.4	11.7	10.2	10.9	10.1
Q-Tage	10.7	8.5	8.9	8.5	8.9	8.9	9.0	8.4	7.5	5.7	8.4	9.7	9.1	9.2	4.2	4.0
N/Q-Tag	12.8	10.5	21.6	19.3	34.9	35.7	18.3	19.4	9.2	7.9	11.2	12.8	19.8	17.6	20.1	17.5
SCO-MIN	41	20	43	23	44	39	43	62	7	16	81	48	101	61	49	21
N/SCO-MIN	10.7	6.5	0	0	0	0.1	0	0	0	0	6.0	8.2	10.0	6.9	16.7	5.4
SCO-MAX	5	15	14	33	60	64	11	49	41	46	22	38	4	43	21	66
N/SCO-MAX	0	3.3	15.5	5.5	8.0	12.5	3.8	6.2	9.4	4.8	0	0	0	0.8	0	0.4

Herbst	Tau=0.95												Tau=0.99			
Station	NR-12 Gospic uwmd.0850 PC-5		NR-13 Chania hgt.0700 PC-11		NR-15 Jerusalem hgt.0700 PC-2		NR-19 Methoni rhum.0700 PC-6		NR-10 Tortosa uwmd.0850 PC-1		NR-15 Jerusalem uwmd.0700 PC-15		NR-20 Soria rhum.0700 PC-3			
Prädiktor	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX		
Periode	1982	1953	1982	1960	1982	1999	1988	1959	1974	1985	1979	1999	1981	1970		
Beta-0	18.45	18.92	2.03	2.38	-6.68	-4.73	11.11	10.54	51.56	43.79	9.87	13.12	13.13	15.85		
Beta-Max	13.78	12.54	-11.64	-11.22	13.12	9.06	-10.75	-7.75	-17.24	-14.03	13.94	11.92	-4.97	-6.58		
N	444.6	452.9	150.9	158.5	70.4	45.0	234.8	227.9	287.5	177.4	70.4	46.8	128.2	185.2		
N-Tage	27.9	28.0	12.9	12.3	7.1	5.7	18.7	17.6	16.9	14.9	7.1	5.9	20.2	24.6		
N/N-Tag	16.0	16.2	11.7	12.9	10.0	7.9	12.6	13.0	17.0	11.9	10.0	8.0	6.4	7.6		
Q-Tage	4.4	4.4	4.8	3.8	4.3	3.8	4.9	4.1	1.7	0.7	1.0	0.4	0.5	1.8		
N/Q-Tag	46.5	47.2	23.9	31.8	14.8	10.8	31.7	36.1	76.2	74.5	32.1	25.9	26.6	30.3		
SCO-MIN	52	26	45	43	10	16	47	64	11	15	24	33	29	41		
N/SCO-MIN	0	0.1	15.1	16.5	0	0	12.6	8.0	4.9	4.4	0	0.1	3.8	4.6		
SCO-MAX	72	64	35	33	41	46	20	22	27	38	46	23	14	1		
N/SCO-MAX	21.8	18.8	0.2	0	9.4	4.8	0	0	0.2	0.1	8.3	4.3	0.9	0		

Tabelle D.2: Überblick über verschiedene statistische Kenngrößen des Niederschlags [N= mittlere saisonaler Niederschlag; N-Tage (Q-Tage) = mittlere Anzahl an Niederschlagstagen (oberhalb des entsprechenden Quantils) pro Saison; N/N-Tag (N/Q-Tag)= mittlerer Niederschlag pro Niederschlagstag (oberhalb des entsprechenden Quantils) und Saison] für die beiden Subperioden CQVSS_{MIN} (MIN) und CQVSS_{MAX} (MAX) für die Jahreszeit Winter. Die Angaben in Bezug auf die Scores [SCO-MIN (SCO-MAX) = Anzahl der Tage mit Scores < -2.0 (> 2.0); N/SCO-MIN (N/SCO-MAX) = mittlerer Niederschlag an Tagen mit Scores < -2.0 (> 2.0)] beziehen sich auf das Variationszentrum (Prädiktor) mit dem höchsten absoluten Beta-Koeffizienten (Beta-Max).

Winter	Station Prädiktor	Tau=0.90										Tau=0.95									
		NR-2 Safed uwnd.0850 PC-11		NR-7 Beer Sheva vwnd.0700 PC-8		NR-10 Tortosa uwnd.0850 PC-1		NR-11 Bologna shum.0850 PC-2		NR-12 Gaspic uwnd.0700 PC-4		NR-15 Jerusalem uwnd.0850 PC-11		NR-19 Methoni uwnd.0850 PC-10		NR-2 Safed uwnd.0850 PC-11					
		MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX
Periode		1981	1967	1978	1990	1952	1966	1990	1964	2004	1971	1979	2001	1997	1966	1974	1989				
Beta-O		7.71	12.4	-0.97	1.84	-1.79	-2.53	3.63	2.94	7.88	8.97	3.3	8.0	10.75	10.06	17.41	19.79				
Beta-Max		-12.10	-10.49	-4.94	-3.4	-5.44	-6.11	6.76	4.98	-9.39	-6.96	-12.91	-9.72	6.58	5.72	-15.54	-11.83				
N		424.8	443.7	139.1	111.2	110.2	115.1	150.6	162.5	332.7	369.7	365.7	275.9	310.6	341.4	451.4	432.3				
N-Tage		32.5	31.6	15.9	15.8	11.8	13.1	15.2	19.3	27.3	31.4	25.6	23.7	31.7	37.5	31.8	32.0				
N/N-Tage		13.1	14.1	8.7	7.1	9.4	8.8	9.9	8.4	12.2	11.8	14.3	11.6	9.8	9.1	14.2	13.5				
Q-Tage		8.9	8.8	9.6	8.8	8.8	9.0	8.5	9.7	8.7	9.2	9.7	6.7	8.1	9.9	4.6	4.6				
N/Q-Tag		31.3	33.5	12.9	10.9	12.0	12.0	15.4	13.8	25.8	25.7	29.2	29.0	23.6	20.5	44.0	42.0				
SCO-MIN		47	26	26	21	37	20	40	19	37	45	47	22	24	26	25	36				
N/SCO-MIN		27.0	14.4	2.8	4.0	3.2	7.0	0	0.1	16.8	15.5	22.4	11.3	0.1	0.6	29.3	20.1				
SCO-MAX		10	22	31	28	30	9	34	50	43	47	12	24	49	65	20	13				
N/SCO-MAX		0	1.0	0.8	0.2	0	0	6.8	5.0	0	0.1	0	0.3	11.5	10.0	0	1.1				

Winter	Station Prädiktor	Tau=0.95										Tau=0.99									
		NR-3 Sevilla vwnd.0850 PC-3		NR-7 Beer Sheva vwnd.0700 PC-10		NR-10 Tortosa rhum.0700 PC-4		NR-12 Gaspic shum.0850 PC-2		NR-13 Chania uwnd.0850 PC-11		NR-21 Perpignan rhum.0700 PC-3		NR-6 Limassol vwnd.0850 PC-6		NR-7 Beer Sheva rhum.0700 PC-13					
		MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX
Periode		1987	1965	1979	2002	2003	1970	2004	1970	2000	1979	1997	1968	2001	1964	1979	1989				
Beta-O		6.99	6.84	4.57	5.59	4.44	3.67	13.34	15.57	12.63	12.58	10.06	6.24	31.25	29.02	19.49	21.52				
Beta-Max		-5.53	-6.89	6.90	4.41	-5.77	-5.50	8.21	9.25	-5.80	-5.41	13.32	10.77	-11.90	-9.66	9.72	6.16				
N		198.9	249.5	124.1	106.4	110.7	101.5	326.3	366.6	319.0	341.5	160.3	145.9	244.8	262.0	142.8	119.9				
N-Tage		17.7	21.0	15.2	15.3	11.7	12.3	26.8	31.1	30.7	34.0	13.4	14.2	23.0	27.7	17.1	16.8				
N/N-Tage		11.2	11.9	8.2	7.0	9.5	8.3	12.2	11.8	10.4	10.0	11.9	10.3	10.6	9.5	8.4	7.1				
Q-Tage		4.5	4.7	4.5	4.3	4.6	4.2	4.4	4.4	5.1	4.4	4.6	4.2	1.2	0.7	1.2	0.5				
N/Q-Tag		36.4	31.1	18.7	15.0	19.6	18.8	33.5	34.7	32.9	36.8	27.3	25.9	44.0	44.1	34.3	33.2				
SCO-MIN		54	63	26	22	53	28	32	26	34	50	87	24	35	51	1	14				
N/SCO-MIN		8.2	11.9	0	0.1	3.0	5.5	0	0.2	9.5	12.0	0.1	0	7.9	8.1	0	1.1				
SCO-MAX		31	49	31	36	32	13	42	23	30	12	26	40	31	47	57	32				
N/SCO-MAX		0.0	0.2	10.0	6.6	0	0	16.6	19.4	0.1	0	19.4	6.1	0	0.2	5.8	1.6				

Fortsetzung Tabelle D2.

Winter		Tau=0,99									
Station	NR-9 Tel Aviv uwnd,0850 PC-11		NR-10 Tortosa rhum,0700 PC-4		NR-12 Gaspic shum,0850 PC-2		NR-15 Jerusalem uwnd,0850 PC-11		NR-16 Mantova rhum,0850 PC-8		
Prädiktor	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	
Periode	1979	1986	1987	1968	2003	1964	1981	1967	1988	1957	
Beta-0	33,34	36,78	21,75	21,17	27,34	29,96	32,75	39,28	15,48	16,89	
Beta-Max	-15,38	-10,98	-11,15	-10,74	12,30	13,61	-15,91	-16,82	8,12	6,55	
N	349,5	310,6	99,0	118,1	307,7	362,1	375,8	305,6	123,8	155,7	
N-Tage	29,0	25,9	11,5	13,1	26,1	31,4	26,4	24,6	16,1	21,0	
N/N-Tage	12,1	12,0	8,6	9,1	11,8	11,5	14,2	12,4	7,7	7,4	
Q-Tage	1,3	0,6	0,6	1,0	1,0	0,7	1,1	0,7	0,9	1,0	
N/Q-Tage	55,3	59,2	40,3	40,1	52,0	56,6	62,2	62,3	28,4	25,3	
SCO-MIN	18	12	48	45	29	17	47	26	75	30	
N/SCO-MIN	7,3	7,6	3,0	6,2	0	0,3	27,0	16,7	0	0	
SCO-MAX	4	7	33	14	27	22	10	22	12	14	
N/SCO-MAX	0	0,7	0	0	15,2	15,5	0	0,3	8,0	1,7	

Tabelle D 3: Überblick über verschiedene statistische Kenngrößen des Niederschlags [N= mittlerer saisonaler Niederschlag; N-Tage (Q-Tage) = mittlere Anzahl an Niederschlagstagen (oberhalb des entsprechenden Quantils) pro Saison; N/N-Tag (N/Q-Tag)= mittlerer Niederschlagstag (oberhalb des entsprechenden Quantils) und Saison] für die beiden Subperioden CQVSS_{MIN} (MIN) und CQVSS_{MAX} (MAX) für die Jahreszeit **Frühling**. Die Angaben in Bezug auf die Scores [SCO-MIN (SCO-MAX)= Anzahl der Tage mit Scores < -2.0 (> 2.0); N/SCO-MIN (N/SCO-MAX)= mittlerer Niederschlag an Tagen mit Scores < -2.0 (> 2.0)] beziehen sich auf das Variationszentrum (Prädiktor) mit dem höchsten absoluten Beta-Koeffizienten (Beta-Max).

Frühling	Tau=0.90										Tau=0.95									
	Station	NR-2 Safed	NR-6 Limassol	NR-7 Beer Sheva	NR-8 Nîmes	NR-10 Bologna	NR-13 Lastovo	NR-2 Safed	NR-5 Valladolid	Prädiktor	NR-6 Limassol	NR-15 Larissa	NR-22 Cagliari	NR-9 Tortosa	NR-7 Beer Sheva	NR-12 Chania	NR-16 Alicante	Station	NR-2 Safed	NR-5 Valladolid
		MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX		MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN		MIN	MAX
	Periode	1981	1995	1978	1996	1982	1997	2004	1973	1960	1973	1987	1961	1989	1980	2000	1962	1972	1981	1995
	Beta-O	-4.10	-0.67	-3.86	-1.38	-8.93	-9.53	1.09	-0.38	5.30	3.72	5.30	4.64	3.99	5.88	7.15	21.88	1972	1.22	4.72
	Beta-Max	-9.08	-6.57	-5.61	-3.89	-6.76	-5.21	-8.32	-7.35	-4.30	-7.35	-5.33	-5.37	-5.67	-7.76	-6.27	7.03	1969	-8.83	-6.96
	N	160.5	128.9	76.5	57.9	43.0	27.6	151.6	175.8	193.2	159.9	122.0	94.7	90.8	45.5	27.5	74.9	118.1	160.5	128.9
	N-Tage	15.2	15.1	11.2	8.9	6.1	4.4	16.0	18.7	21.7	19.7	15.6	16.9	13.6	6.3	4.3	10.3	22.2	15.2	15.1
	N/N-Tage	10.6	8.5	6.9	6.5	7.1	6.3	9.5	9.4	9.1	8.5	7.8	9.5	5.6	7.3	6.4	7.3	5.6	10.6	8.5
	Q-Tage	10.5	8.2	9.4	8.0	6.4	4.8	8.3	9.9	9.2	10.5	7.2	8.3	4.3	1.2	0.4	0.9	4.3	5.6	4.3
	N/Q-Tag	14.4	13.9	7.8	7.0	6.7	5.8	15.7	15.4	16.5	12.9	13.8	15.4	14.7	19.8	21.5	27.5	13.7	22.0	20.8
	SCO-MIN	48	36	76	57	32	68	7	25	37	44	76	25	1999	37	44	34	37	48	36
	N/SCO-MIN	16.7	3.8	4.5	1.3	7.3	1.0	5.3	7.3	6.9	4.8	0	5.3	3.99	6.9	4.8	5.4	3.7	16.7	3.8
	SCO-MAX	7	18	19	32	27	20	169	46	65	51	63	46	7.99	26	63	22	36	7	18
	N/SCO-MAX	0	1.0	0	0	0	1.4	0	0	0.4	0	4.2	0	7.1	0	4.2	0	0	0	1.0

Frühling	Tau=0.95										Tau=0.99									
	Station	NR-6 Limassol	NR-9 Tortosa	NR-15 Larissa	NR-22 Cagliari	NR-9 Tortosa	NR-7 Beer Sheva	NR-12 Chania	NR-16 Alicante	Prädiktor	NR-6 Limassol	NR-9 Tortosa	NR-15 Larissa	NR-22 Cagliari	NR-9 Tortosa	NR-7 Beer Sheva	NR-12 Chania	NR-16 Alicante	Station	NR-2 Safed
		MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX		MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX	MIN	MAX		MIN
	Periode	1979	1998	1989	1961	1994	1871	1989	1961	1962	1980	2000	1989	1961	1962	2000	1975	1972	1979	1995
	Beta-O	-0.96	0.48	6.99	6.5	4.79	3.99	4.64	3.84	31.09	5.88	7.15	4.64	3.84	31.09	7.15	21.88	17.69	1.22	4.72
	Beta-Max	-5.86	-4.79	7.47	7.04	3.34	3.53	-5.37	-5.67	10.21	-7.76	-6.27	-5.37	-5.67	10.21	-6.27	10.44	7.66	-8.83	-6.96
	N	71.1	62.1	113.0	132.4	110.5	95.1	94.7	90.8	153.3	45.5	27.5	94.7	90.8	153.3	45.5	105.4	88.6	160.5	128.9
	N-Tage	10.6	9.5	13.5	15.0	16.3	15.3	16.9	13.6	15.4	6.3	4.3	16.9	13.6	15.4	6.3	12.2	11.7	15.2	15.1
	N/N-Tage	6.7	6.5	8.4	8.9	6.8	6.2	5.6	6.7	10.0	7.3	6.4	5.6	6.7	10.0	7.3	8.7	7.6	10.6	8.5
	Q-Tage	4.7	3.9	4.2	4.4	4.9	3.8	4.5	4.3	1.2	0.4	0.4	4.3	4.3	1.2	0.4	0.6	0.7	5.6	4.3
	N/Q-Tag	11.9	11.9	18.5	21.3	14.7	14.3	12.8	14.4	46.9	19.8	21.5	12.8	14.4	46.9	21.5	35.6	33.0	22.0	20.8
	SCO-MIN	81	60	27	19	47	31	60	61	26	60	44	60	61	26	44	2	30	48	36
	N/SCO-MIN	4.4	1.3	0.2	1.2	0	0.6	4.8	2.1	0	1.97	0.23	4.8	2.1	0	0.23	0.6	0	16.7	3.8
	SCO-MAX	18	37	61	60	39	40	28	34	29	1	10	28	34	29	10	60	76	7	18
	N/SCO-MAX	0	0	5.6	5.2	3.9	3.6	0.3	0	1.8	0	0	0.3	0	1.8	0	3.2	2.4	0	1.0

Station 56 Season 09 Tau=0.9 rhum.0700 PC-10

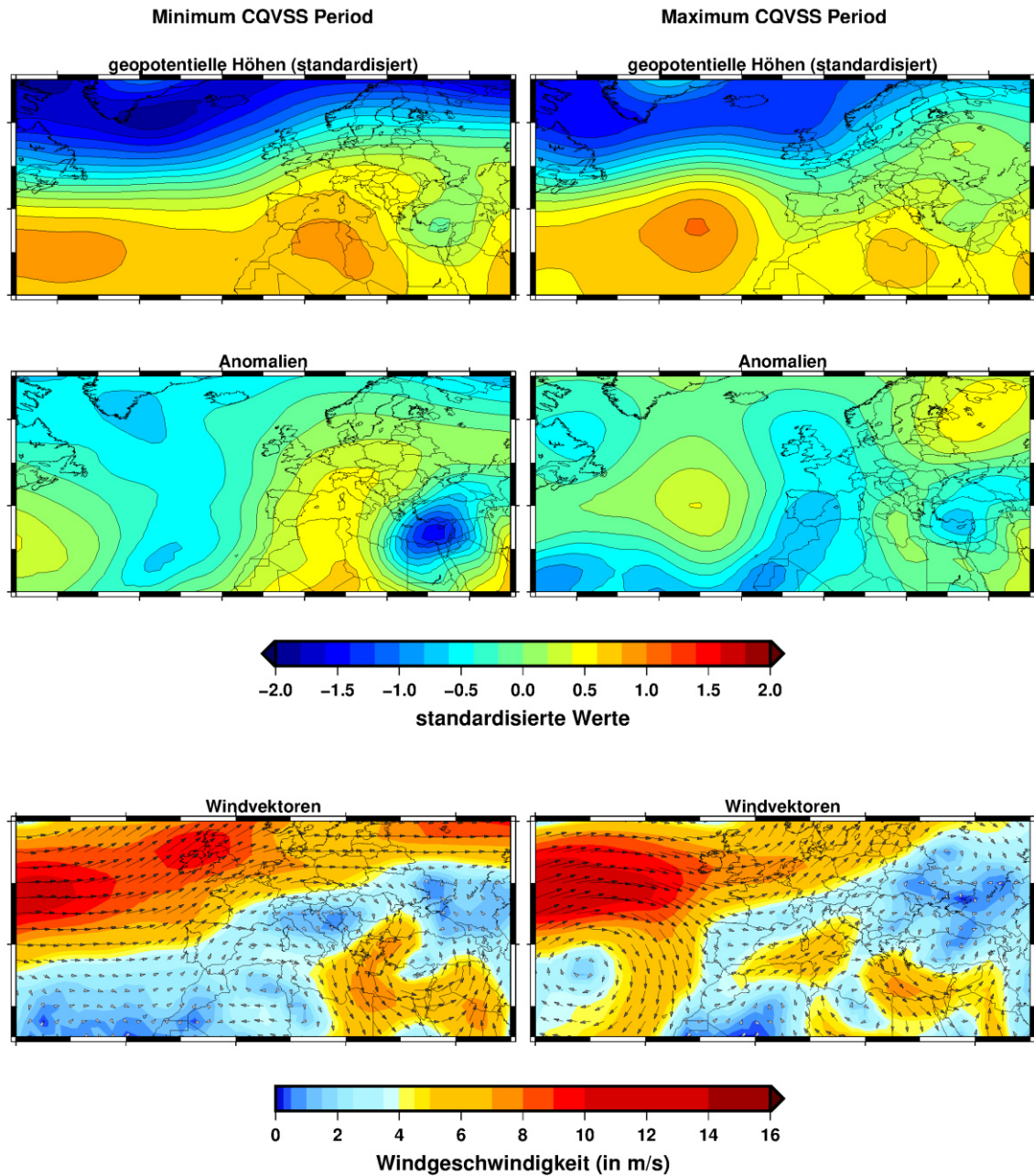


Abbildung D 1: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Safed im Herbst ($\tau=0.90$).

Station 21 Season 09 Tau=0.9 rhum.0700 PC-7

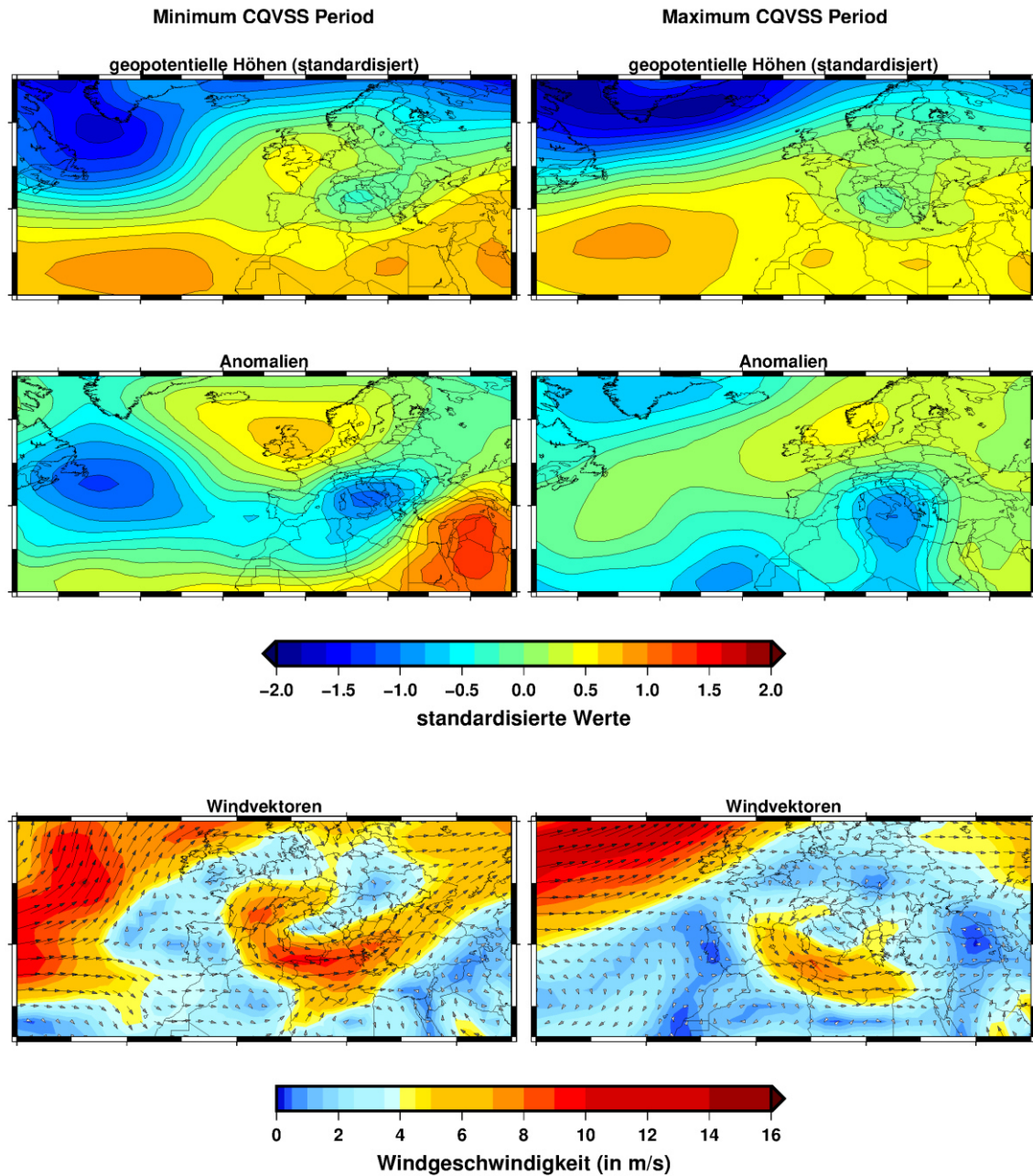


Abbildung D 2: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Bologna im Herbst ($\tau=0.90$).

Station 51 Season 09 Tau=0.9 uwnd.0700 PC-8

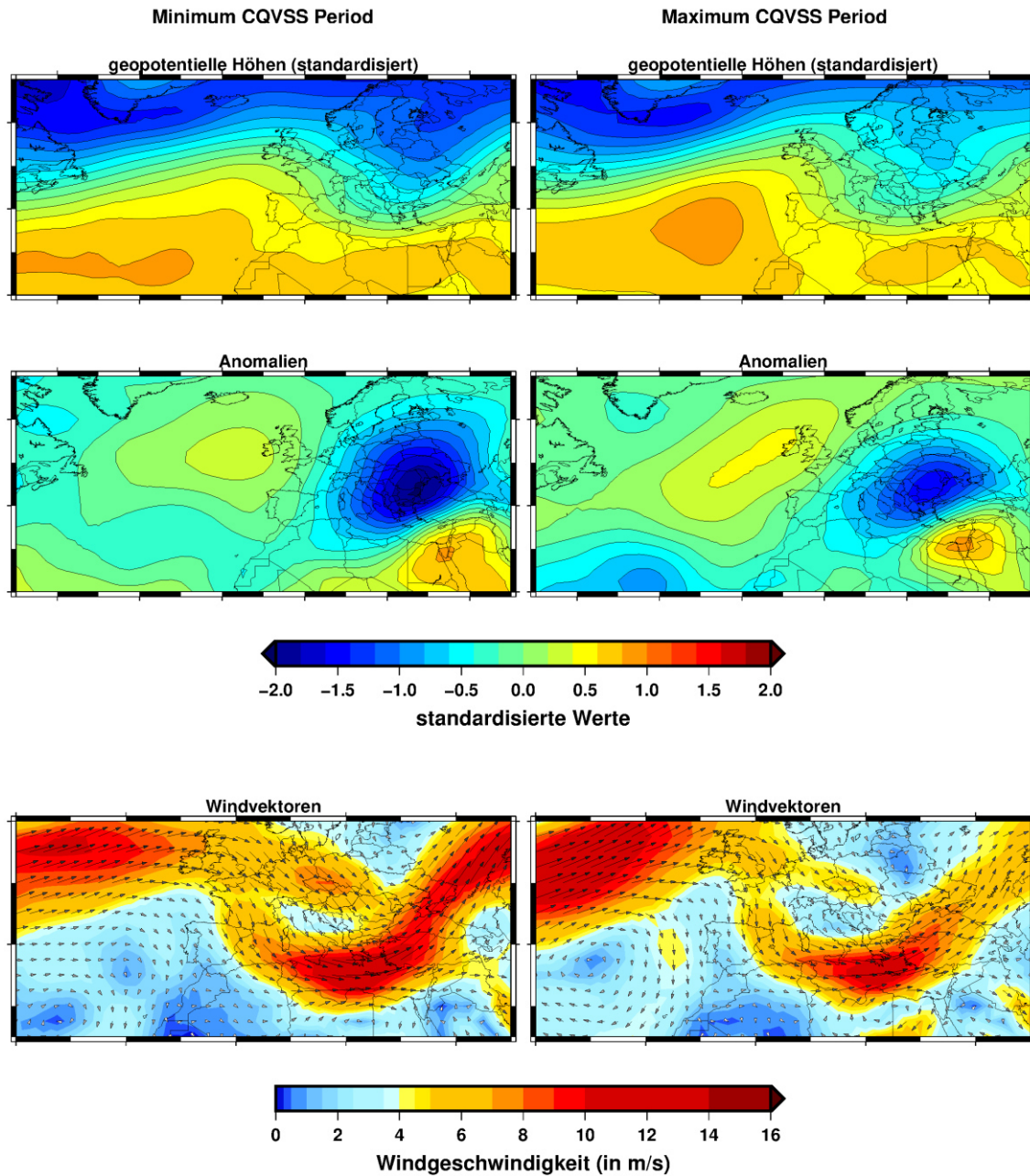


Abbildung D 3: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-8 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Gaspic im Herbst ($\tau=0.90$).

Station 49 Season 09 Tau=0.9 rhum.0700 PC-7

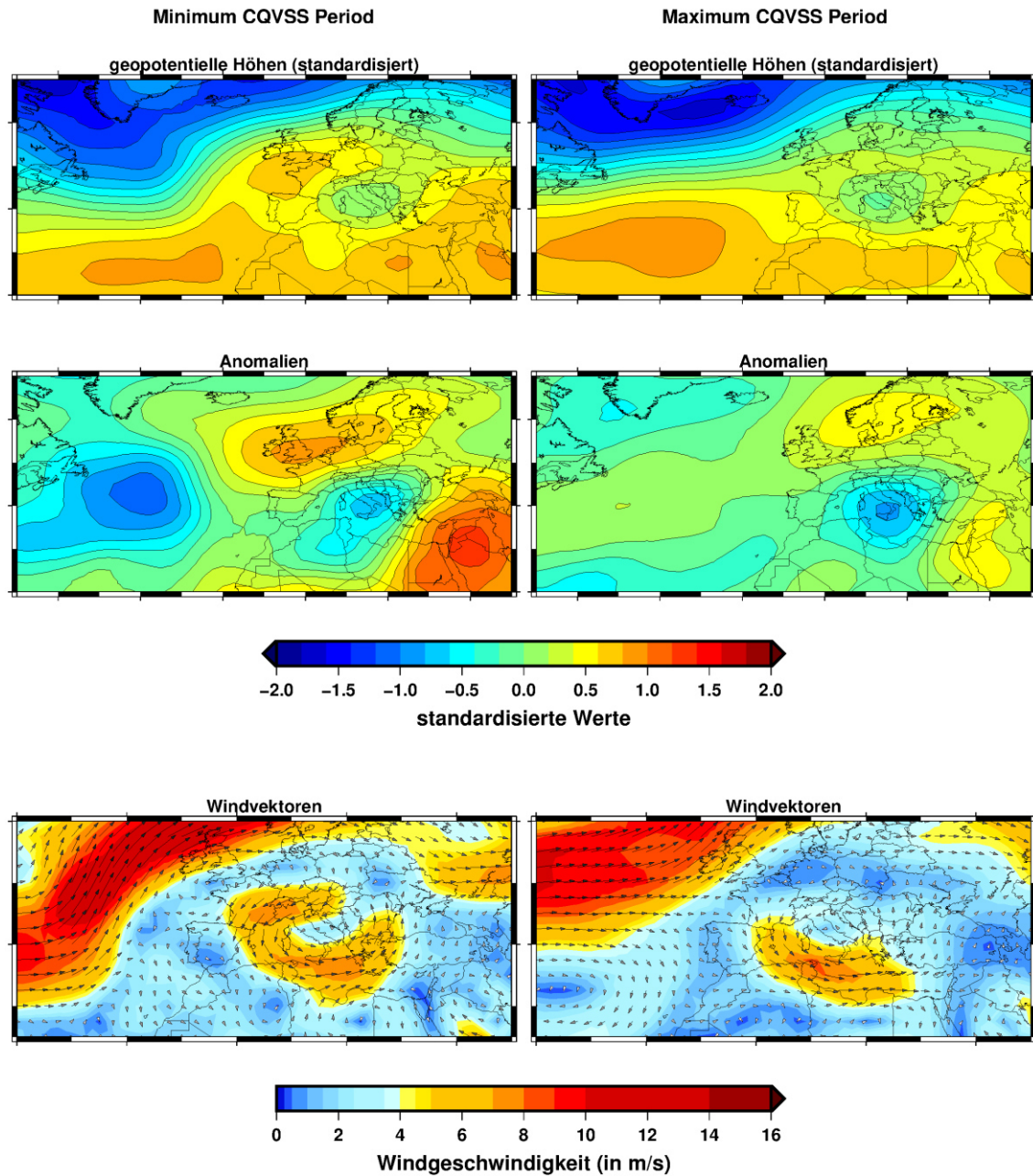


Abbildung D 4: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Lastovo im Herbst ($\tau=0.90$).

Station 58 Season 09 Tau=0.9 hgt.0700 PC-2

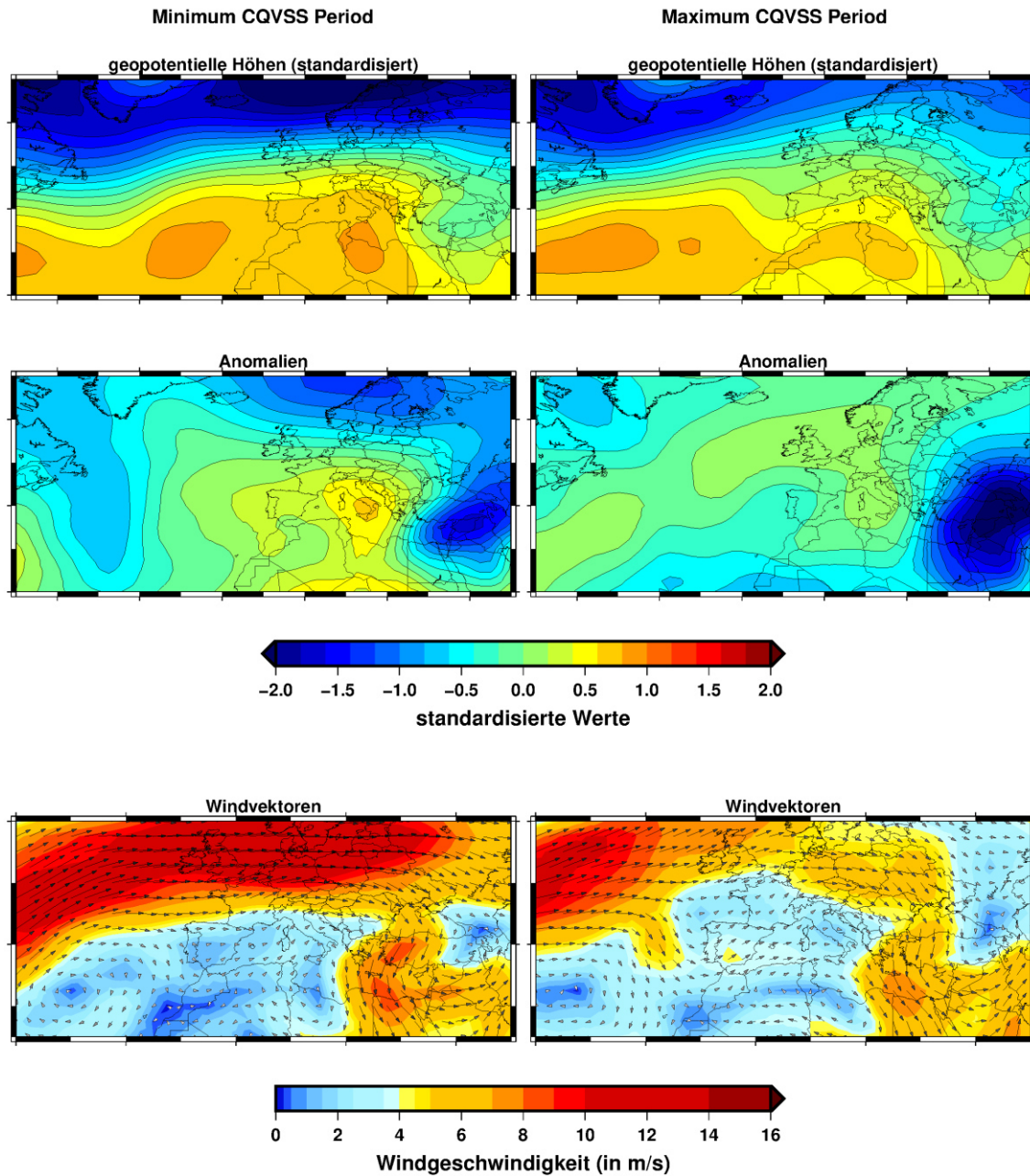


Abbildung D 5: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Herbst ($\tau=0.90$).

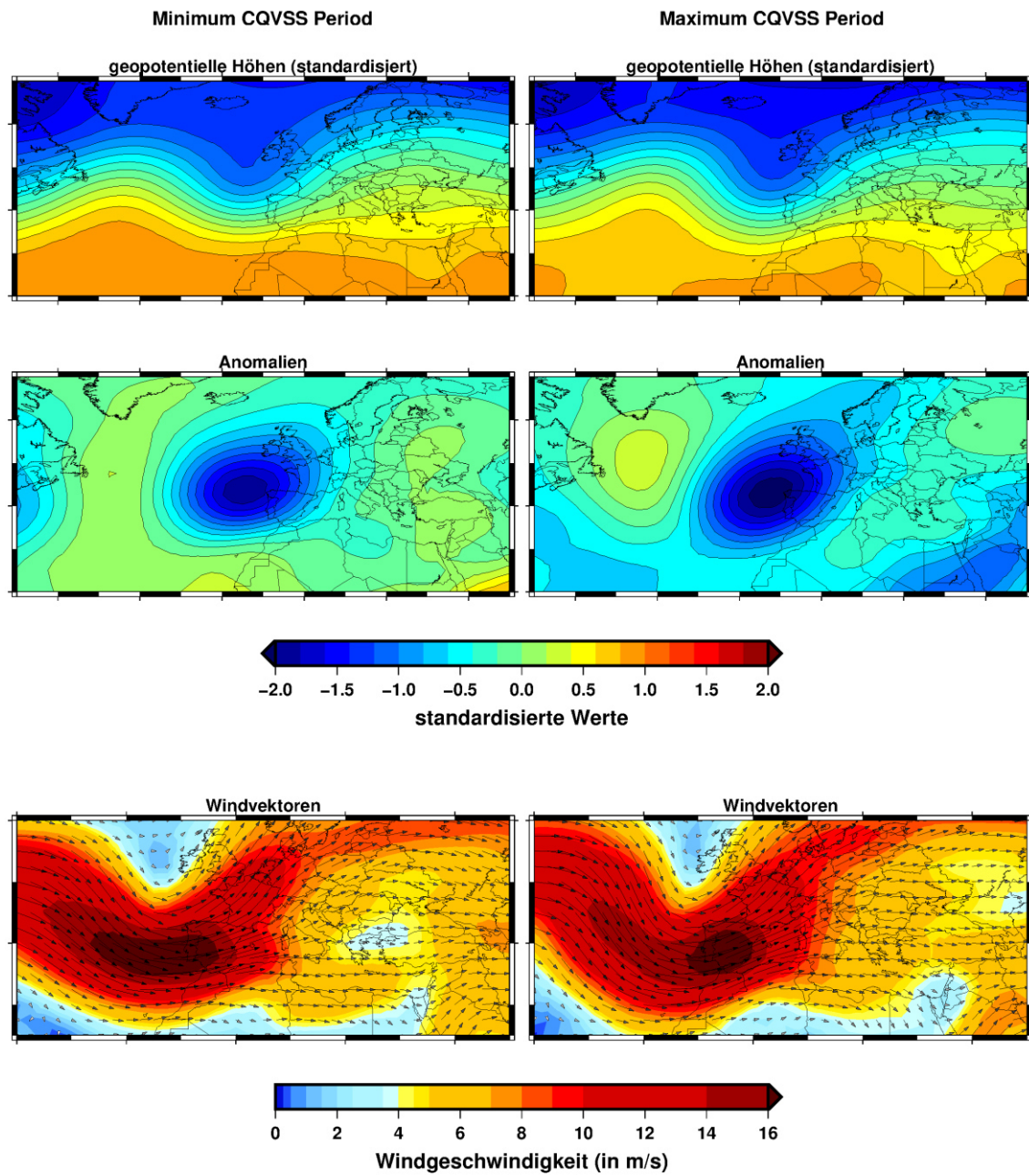
Station 5 Season 09 Tau=0.9 uwnd.0700 PC-9

Abbildung D 6: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-9 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Soria im Herbst ($\tau=0.90$).

Station 25 Season 09 Tau=0.9 uwnd.0850 PC-13

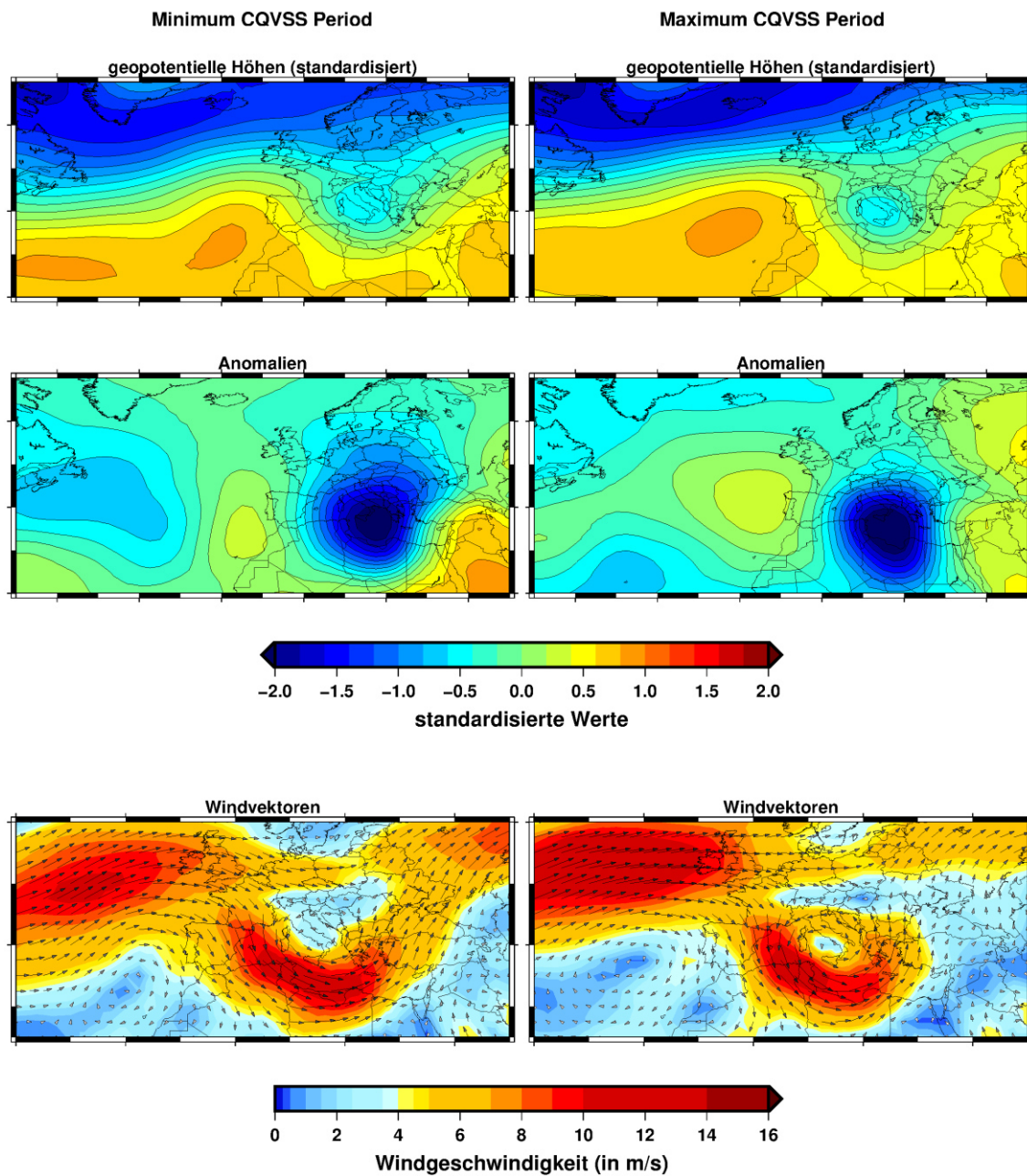


Abbildung D 7: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Brindisi im Herbst ($\tau=0.90$).

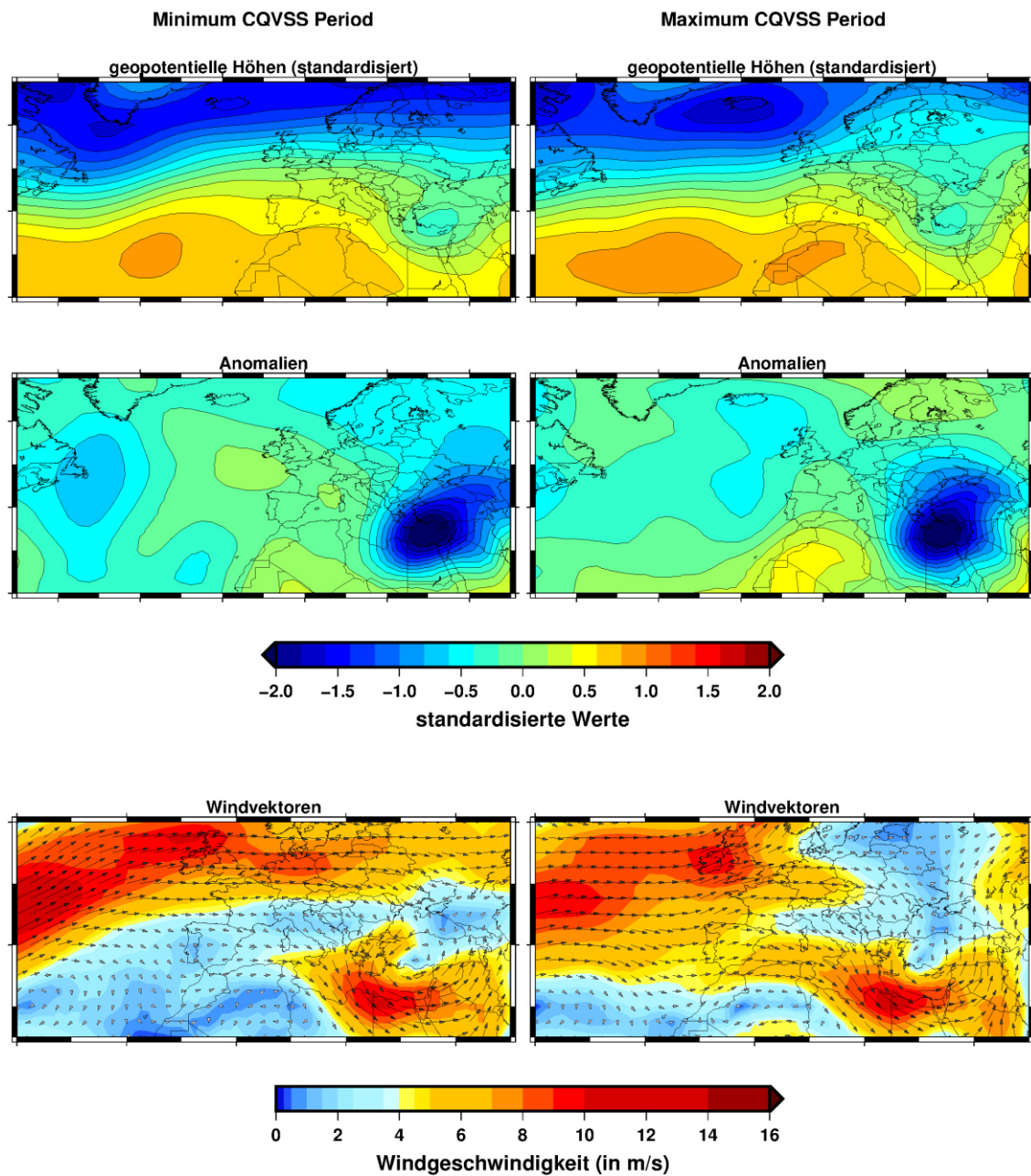
Station 56 Season 09 Tau=0.95 uwnd.0850 PC-14

Abbildung D 8: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-14 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Safed im Herbst ($\tau=0.95$).

Station 51 Season 09 Tau=0.95 uwnd.0850 PC-5

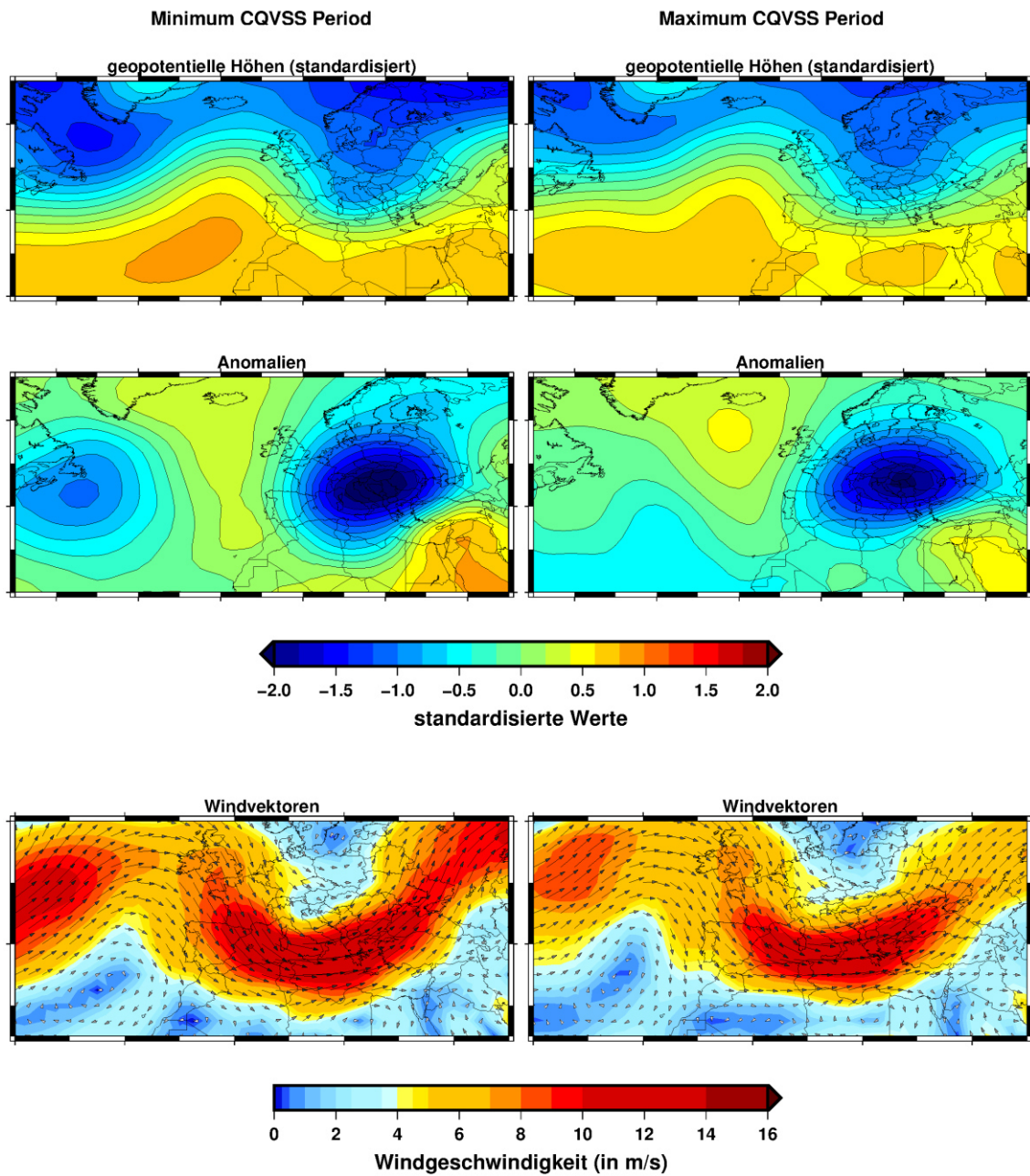


Abbildung D 9: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-5 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Gospic im Herbst ($\tau=0.95$).

Station 43 Season 09 Tau=0.95 hgt.0700 PC-11

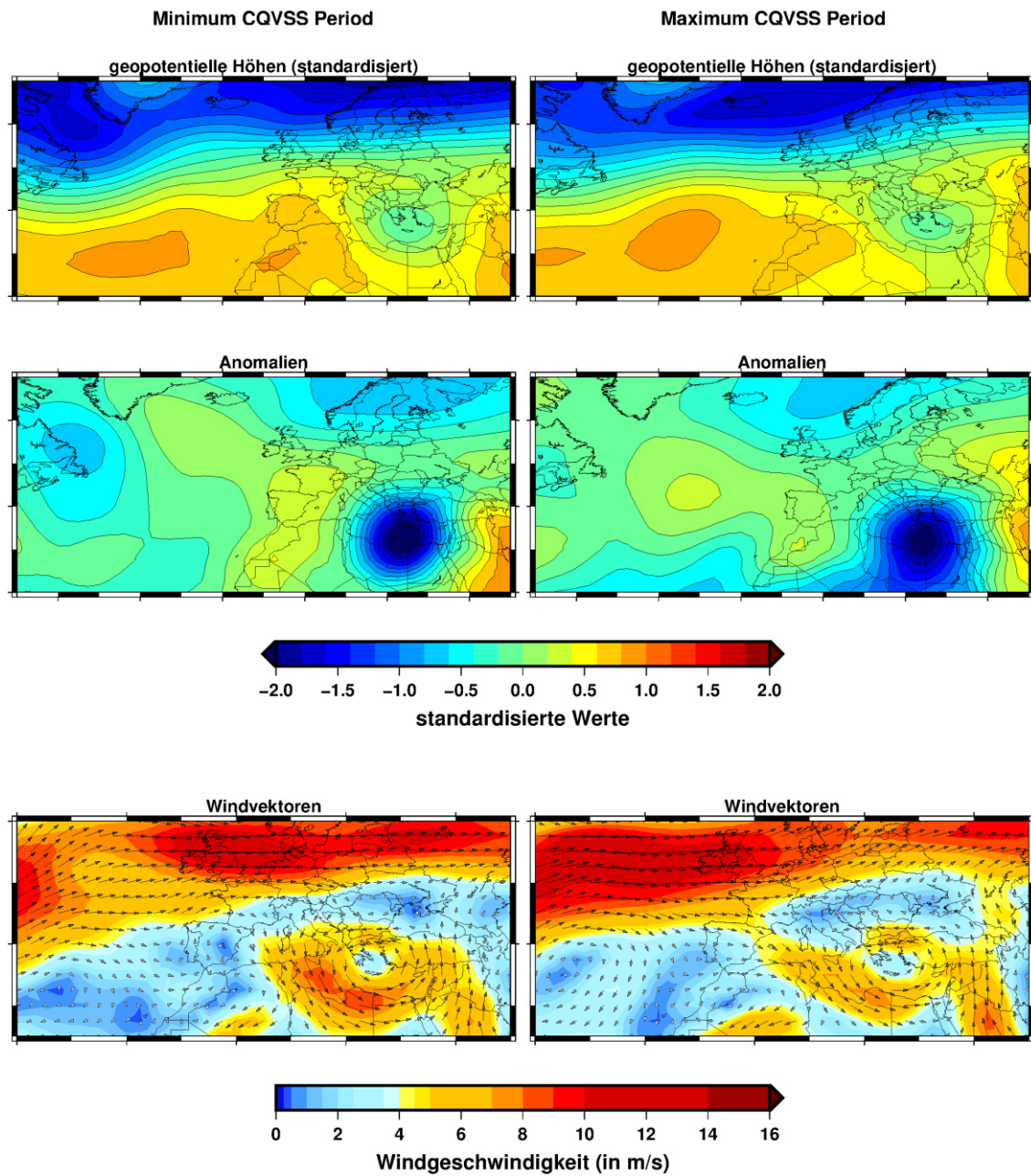


Abbildung D 10: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Chania im Herbst ($\tau=0.95$).

Station 58 Season 09 Tau=0.95 hgt.0700 PC-2

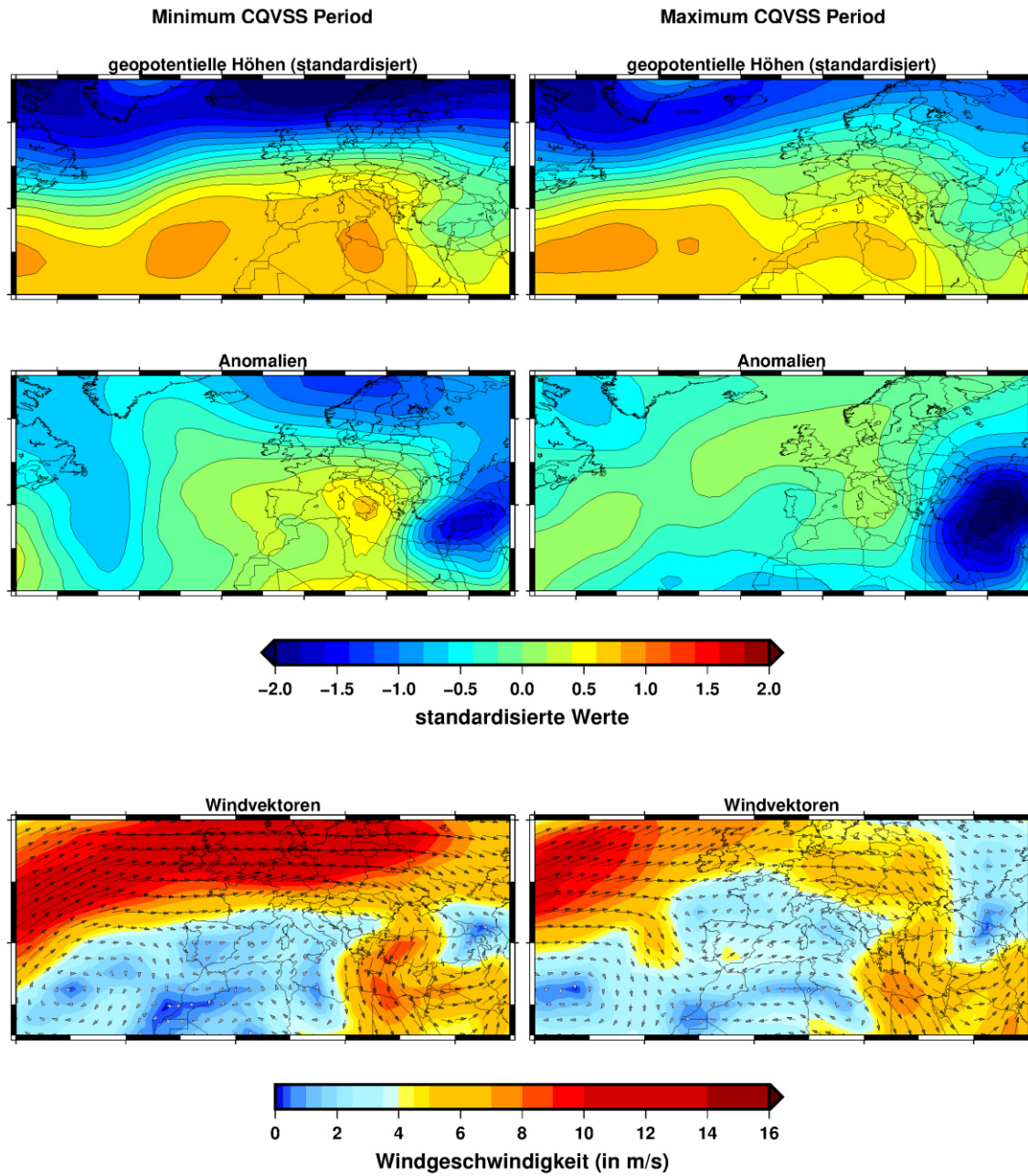


Abbildung D 11: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Herbst ($\tau=0.95$).

Station 16 Season 09 Tau=0.95 rhum.0700 PC-6

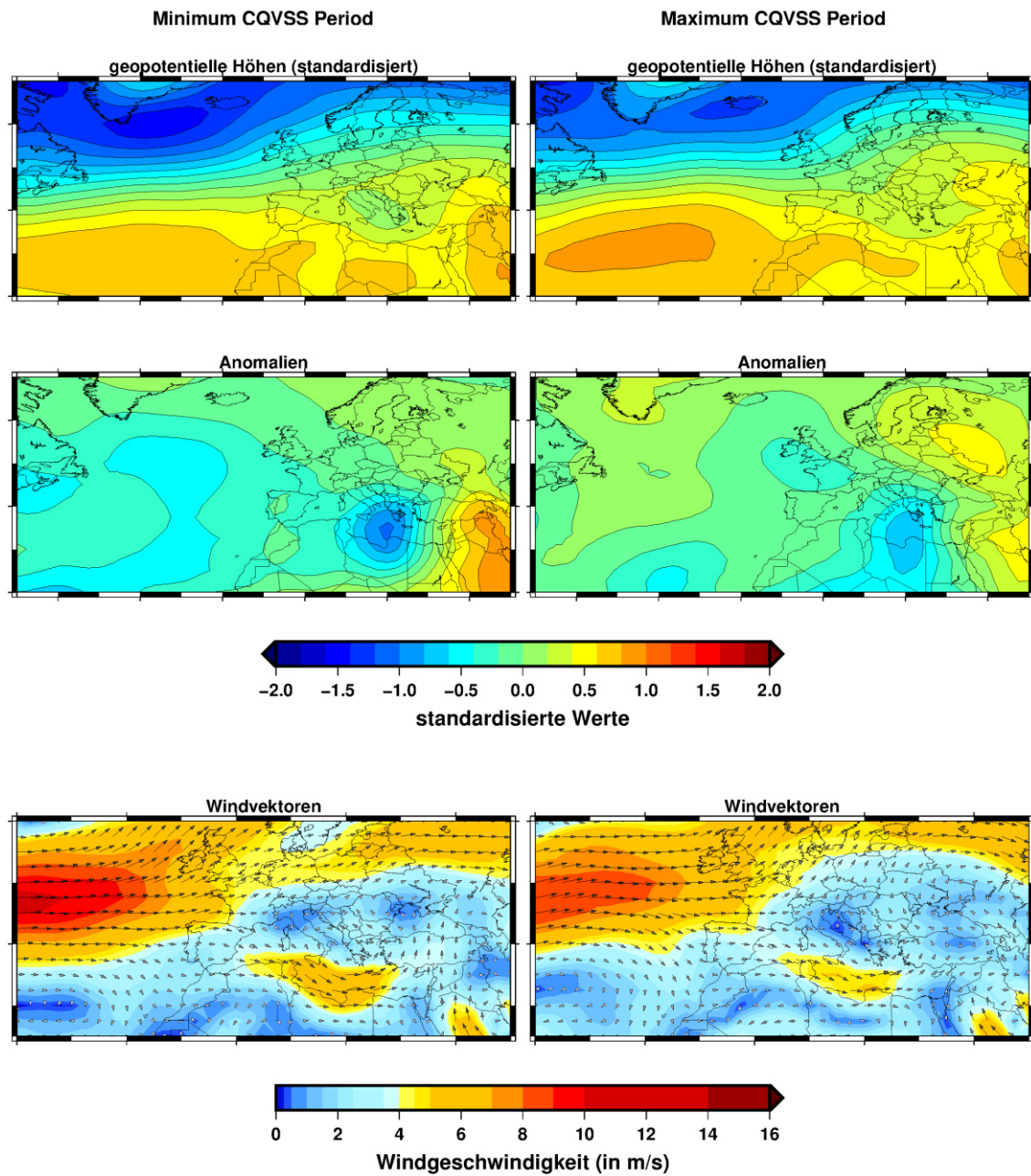


Abbildung D 12: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-6 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Methoni im Herbst ($\tau=0.95$).

Station 6 Season 09 Tau=0.99 uwnd.0850 PC-1

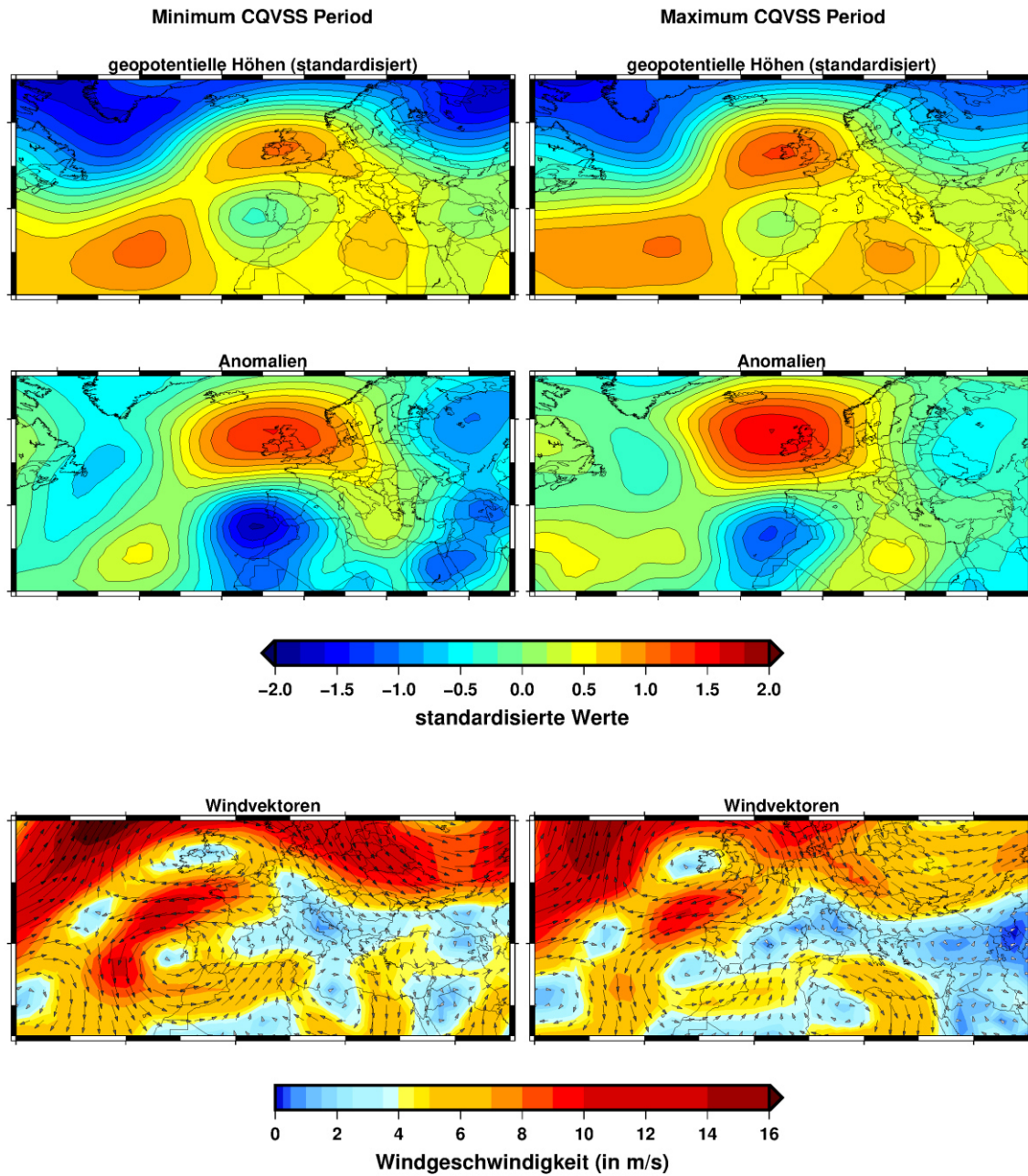


Abbildung D 13: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Tortosa im Herbst ($\tau=0.99$).

Station 58 Season 09 Tau=0.99 uwnd.0700 PC-15

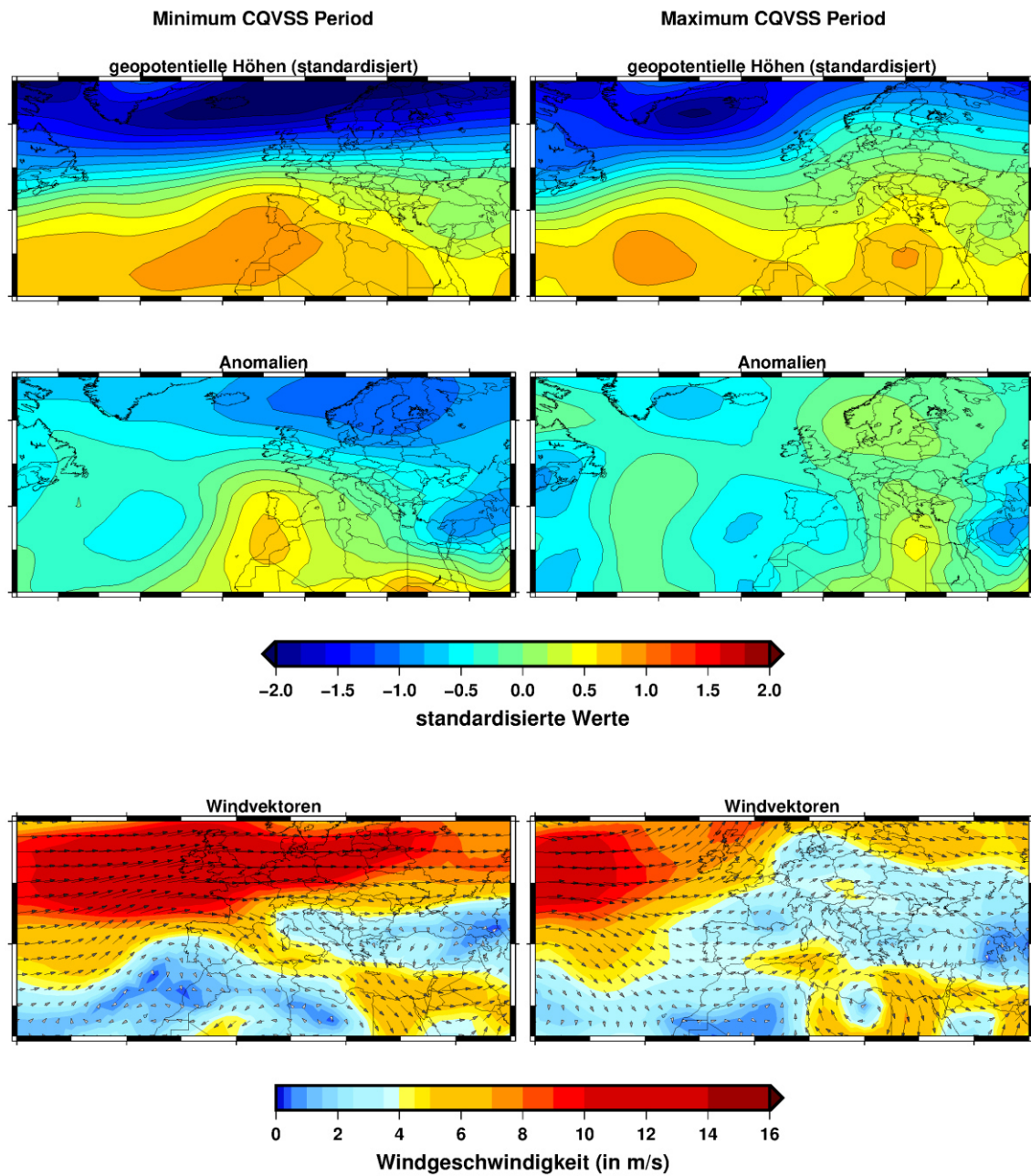


Abbildung D 14: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-15 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Herbst ($\tau=0.99$).

Station 5 Season 09 Tau=0.99 rhum.0700 PC-3

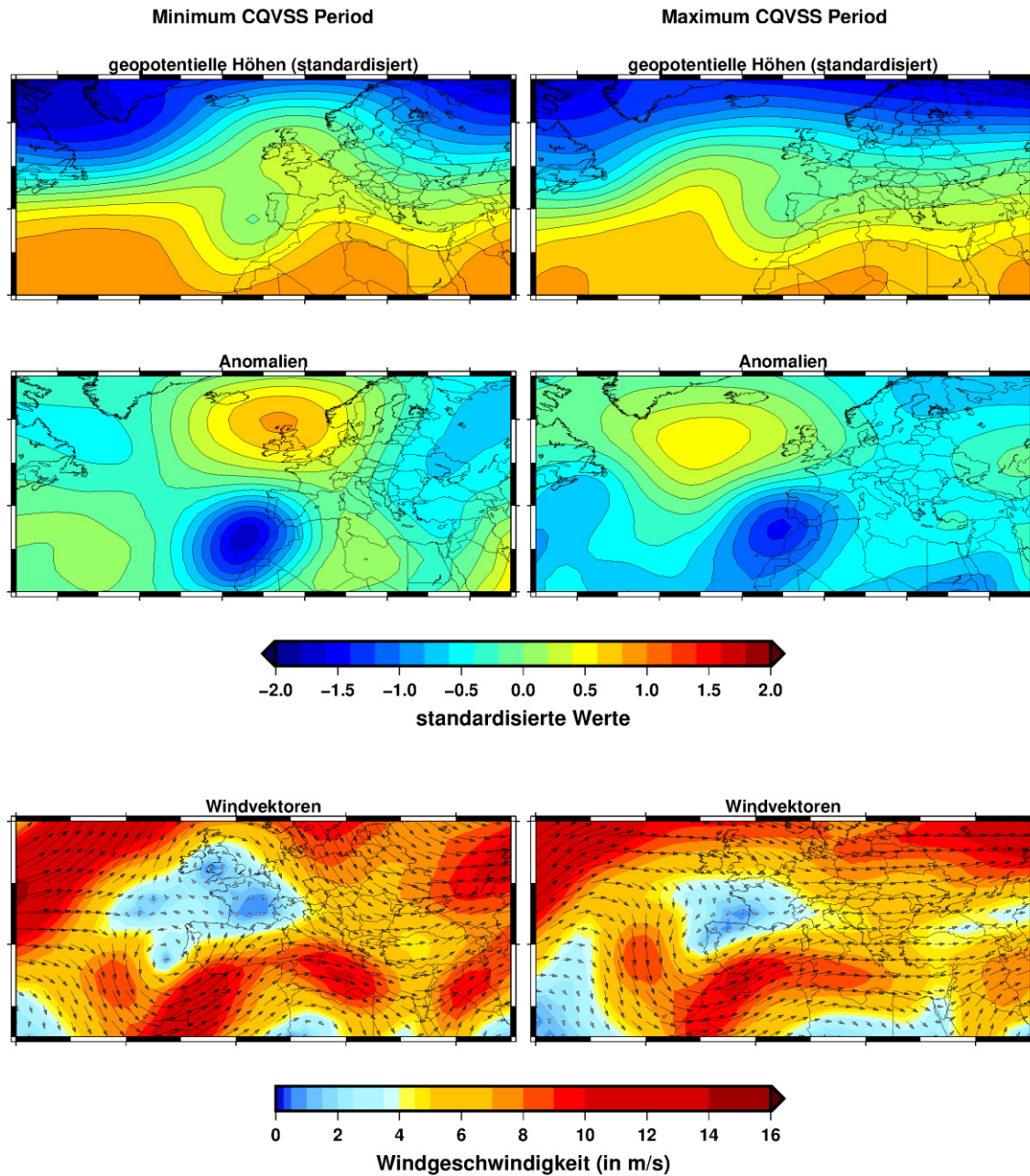


Abbildung D 15: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-3 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Soria im Herbst ($\tau=0.99$).

Station 56 Season 12 Tau=0.9 uwnd.0850 PC-11

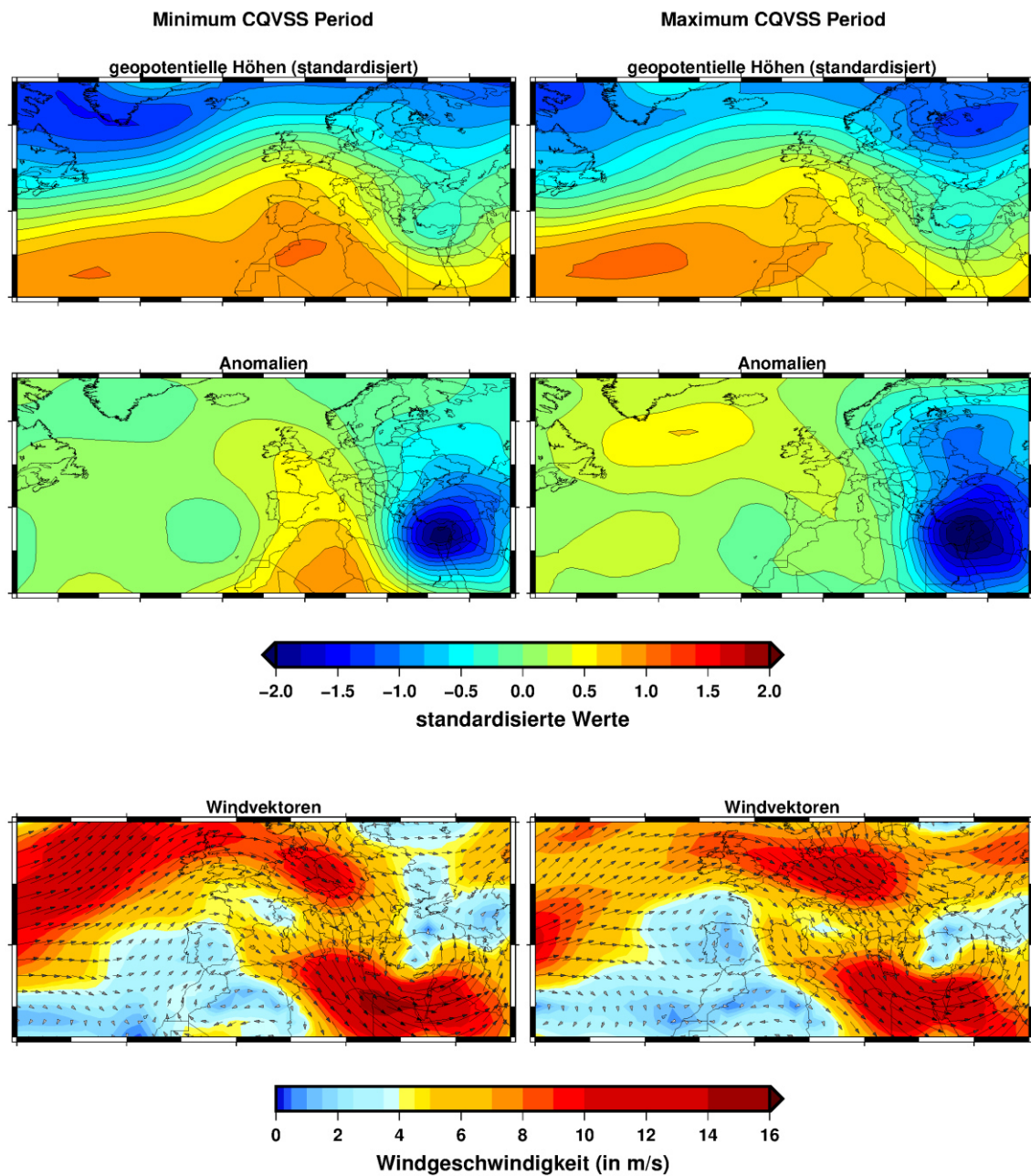


Abbildung D 16: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Safed im Winter ($\tau=0.90$).

Station 68 Season 12 Tau=0.9 vwnd.0850 PC-8

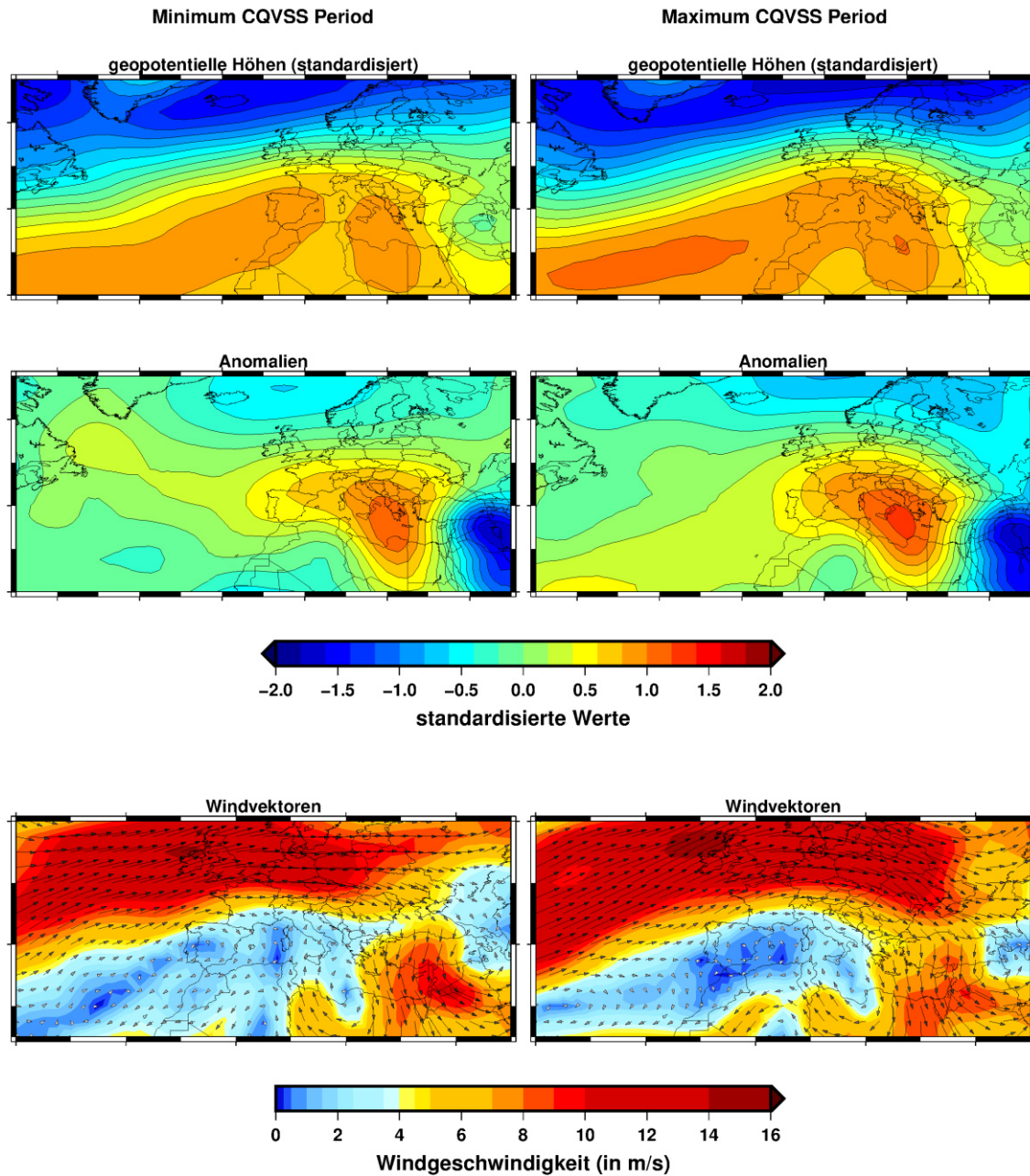


Abbildung D 17: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-8 der meridionalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Winter ($\tau=0.90$).

Station 6 Season 12 Tau=0.9 rhum.0700 PC-4

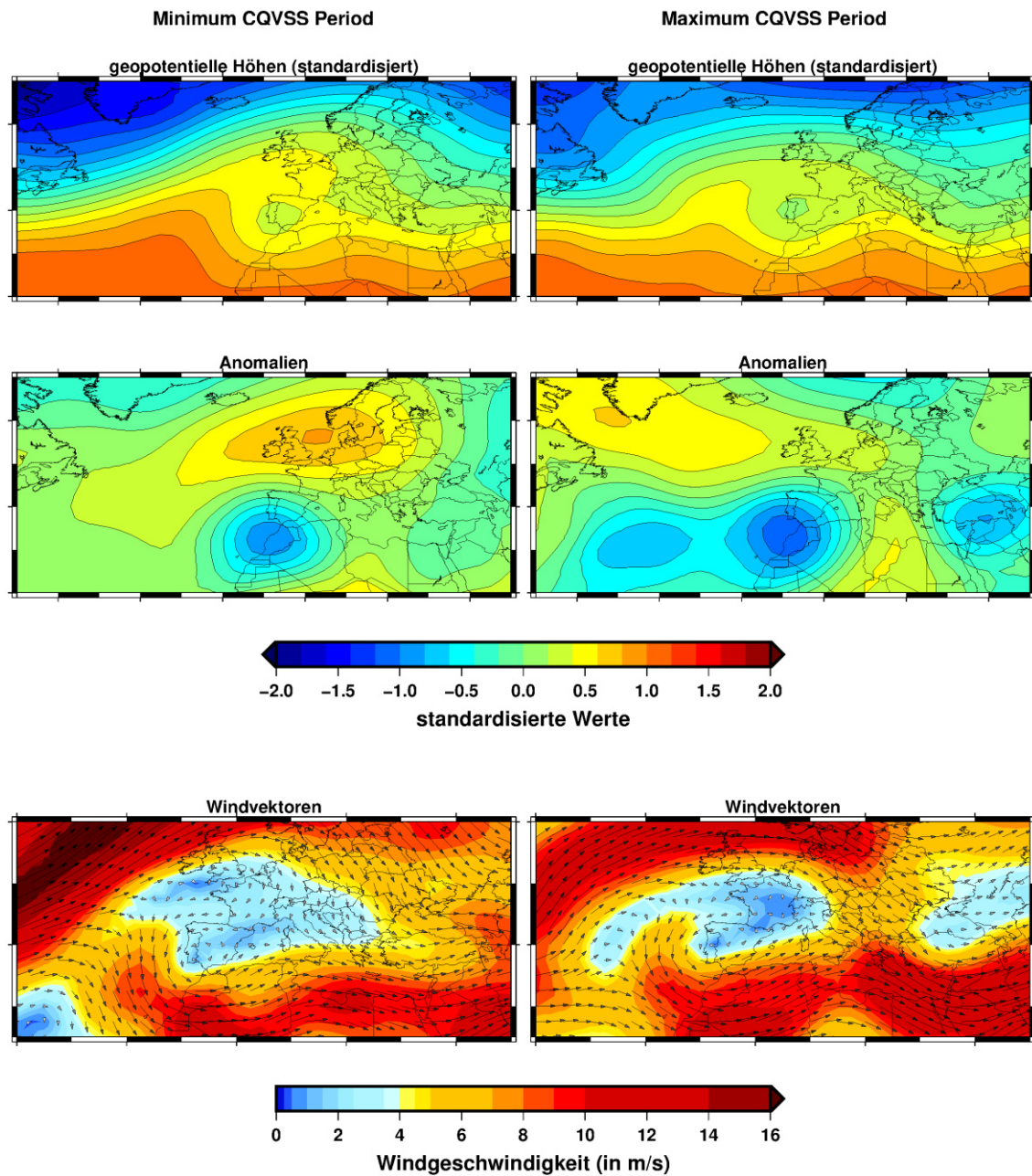


Abbildung D 18: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Winter ($\tau=0.90$).

Station 21 Season 12 Tau=0.9 shum.0850 PC-2

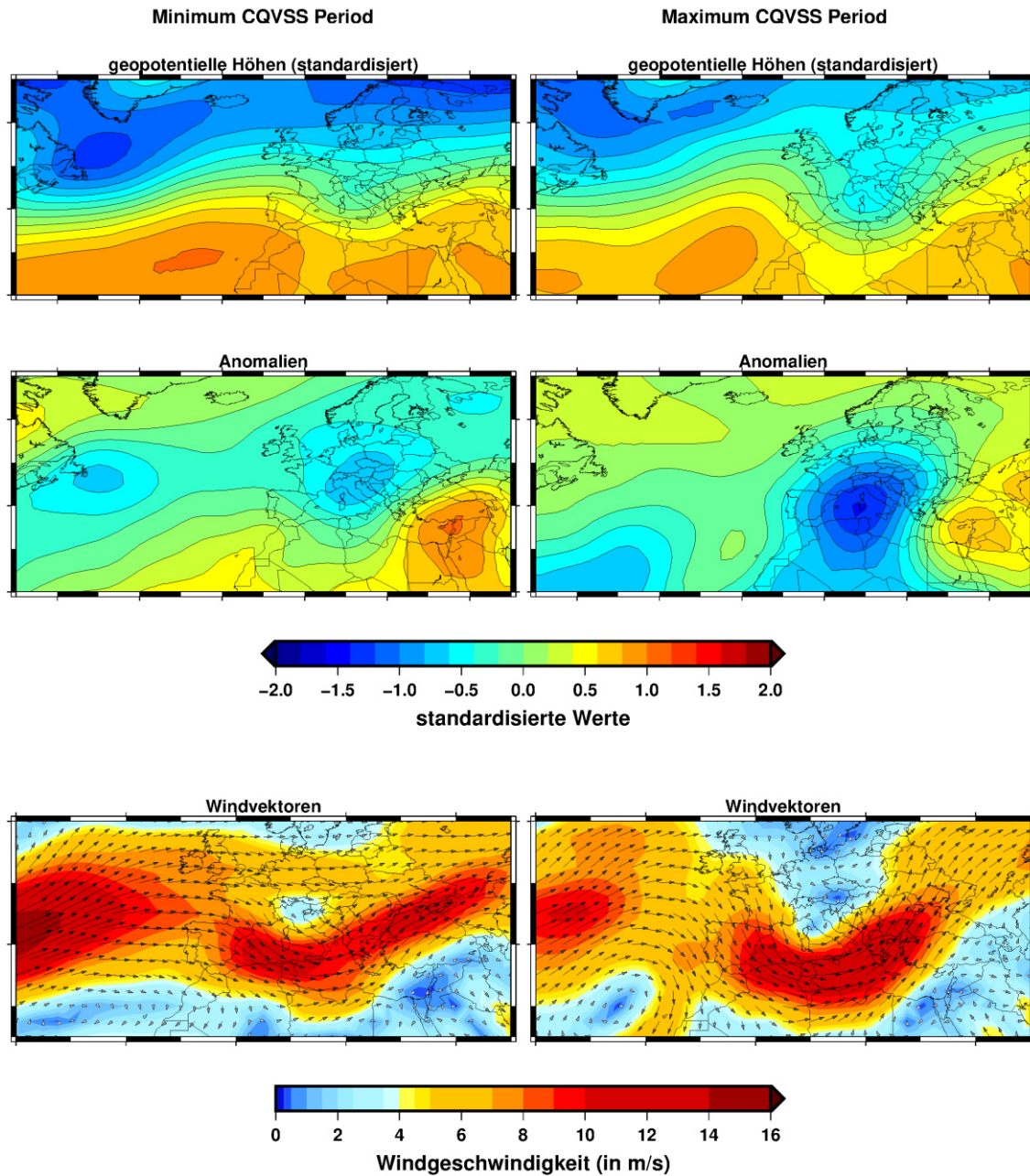


Abbildung D 19: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der spezifischen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Bologna im Winter ($\tau=0.90$).

Station 51 Season 12 Tau=0.9 uwnd.0700 PC-4

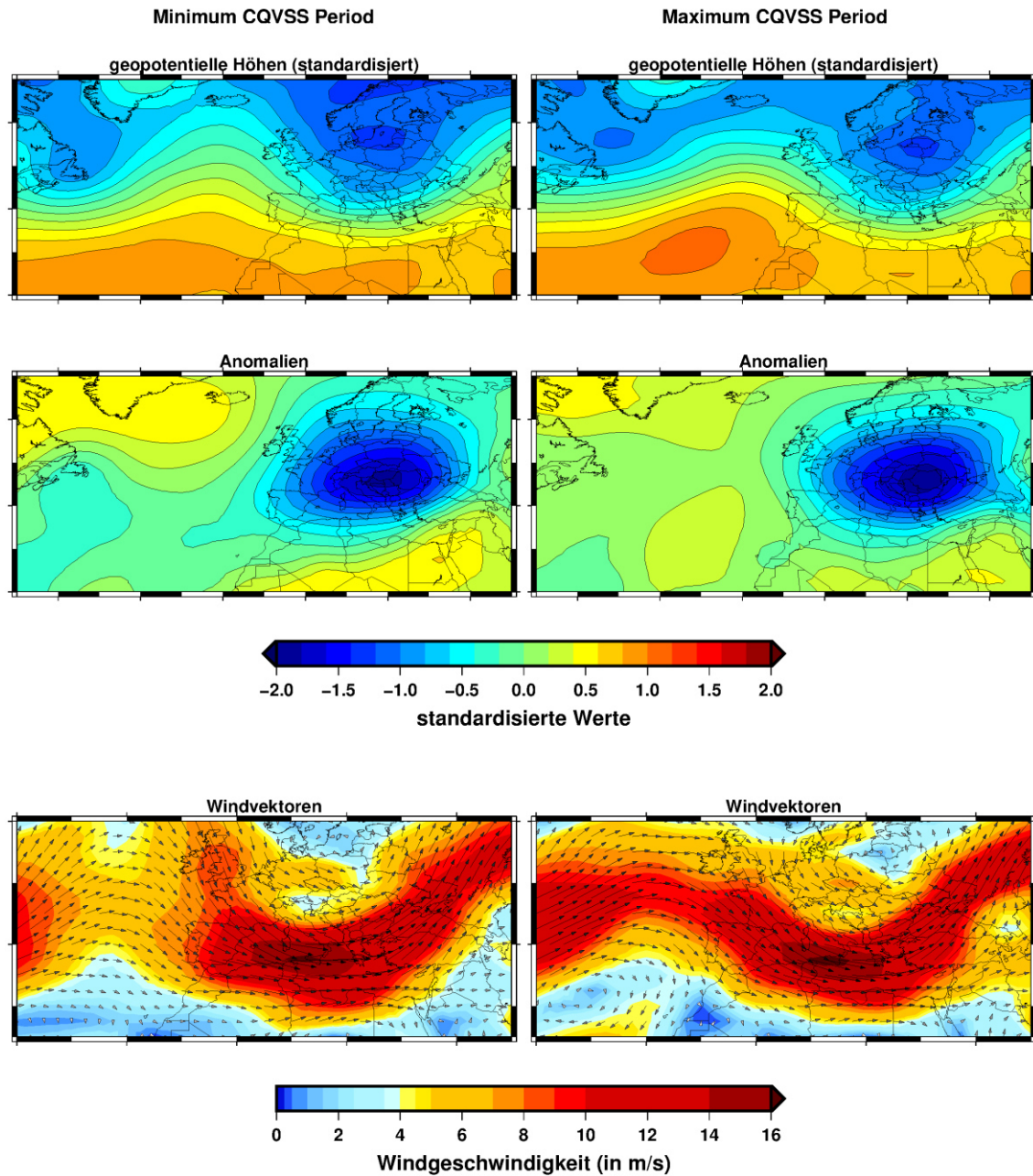


Abbildung D 20: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Gaspic im Winter ($\tau=0.90$).

Station 58 Season 12 Tau=0.9 uwnd.0850 PC-11

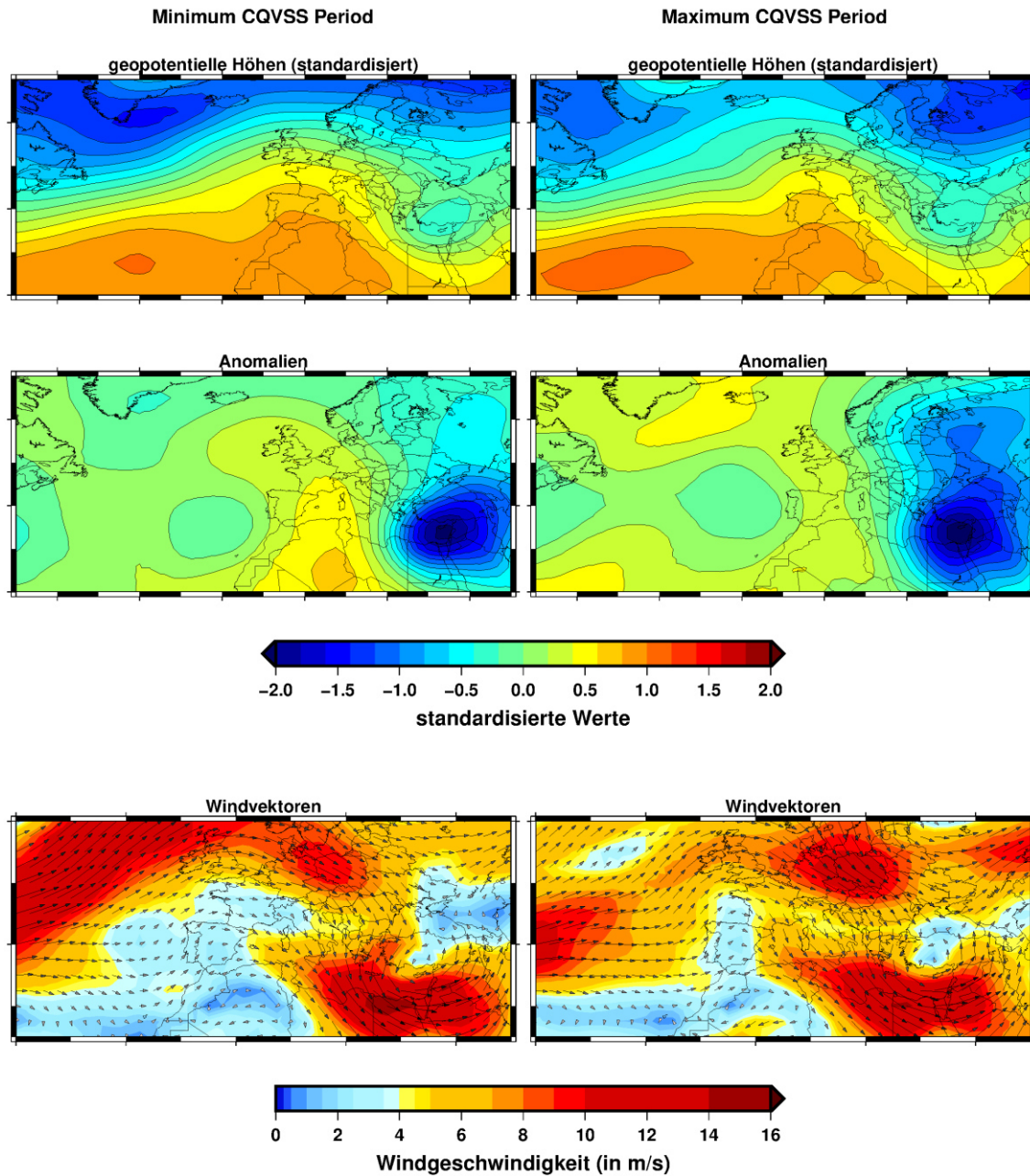


Abbildung D 21: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Winter ($\tau=0.90$).

Station 16 Season 12 Tau=0.9 uwnd.0850 PC-10

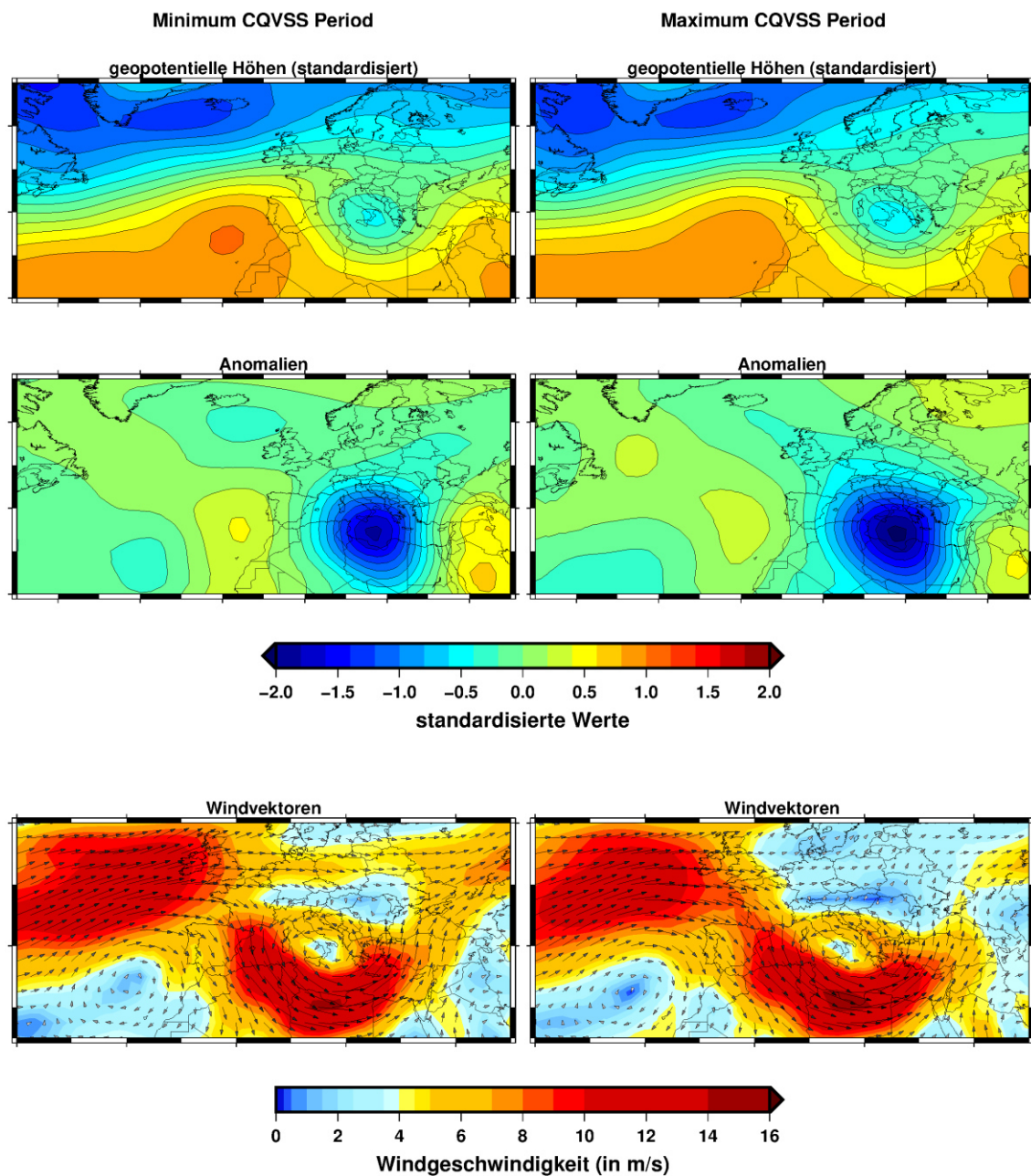


Abbildung D 22: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-10 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Methoni im Winter ($\tau=0.90$).

Station 56 Season 12 Tau=0.95 uwnd.0850 PC-11

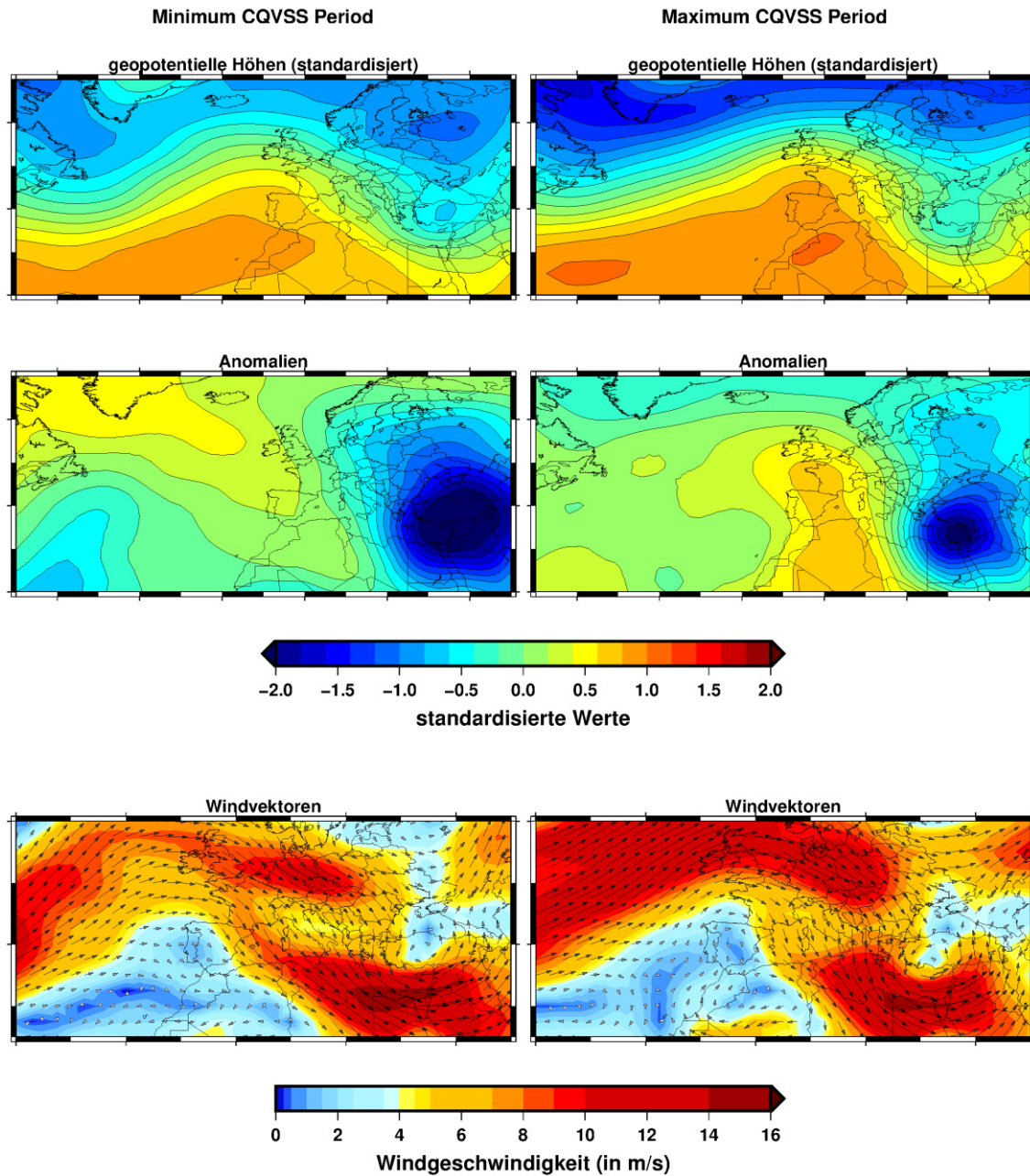


Abbildung D 23: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Safed im Winter ($\tau=0.95$).

Station 80 Season 12 Tau=0.95 vwnd.0850 PC-3

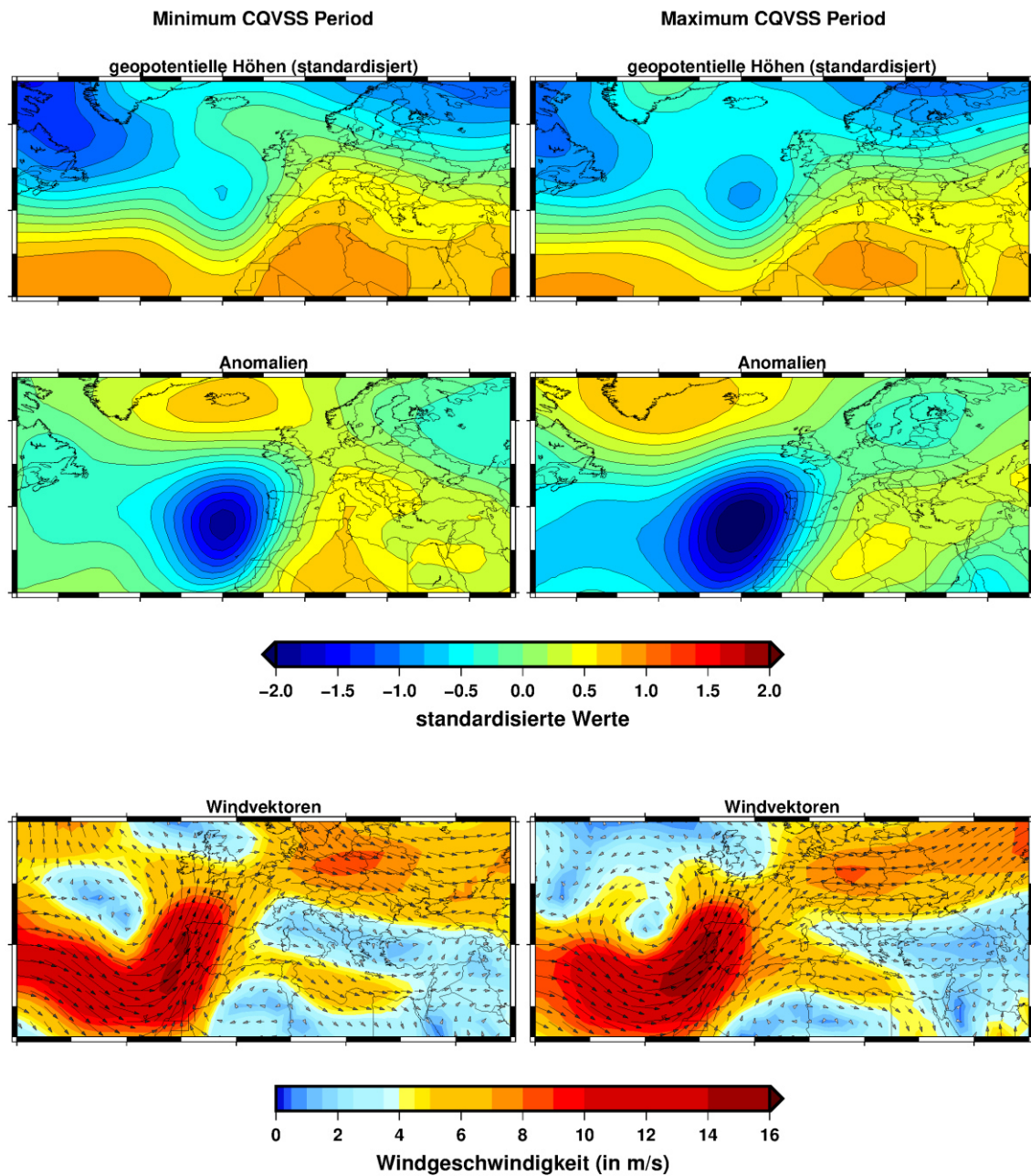


Abbildung D 24: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-3 der meridionalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Sevilla im Winter ($\tau=0.95$).

Station 68 Season 12 Tau=0.95 vwnd.0700 PC-10

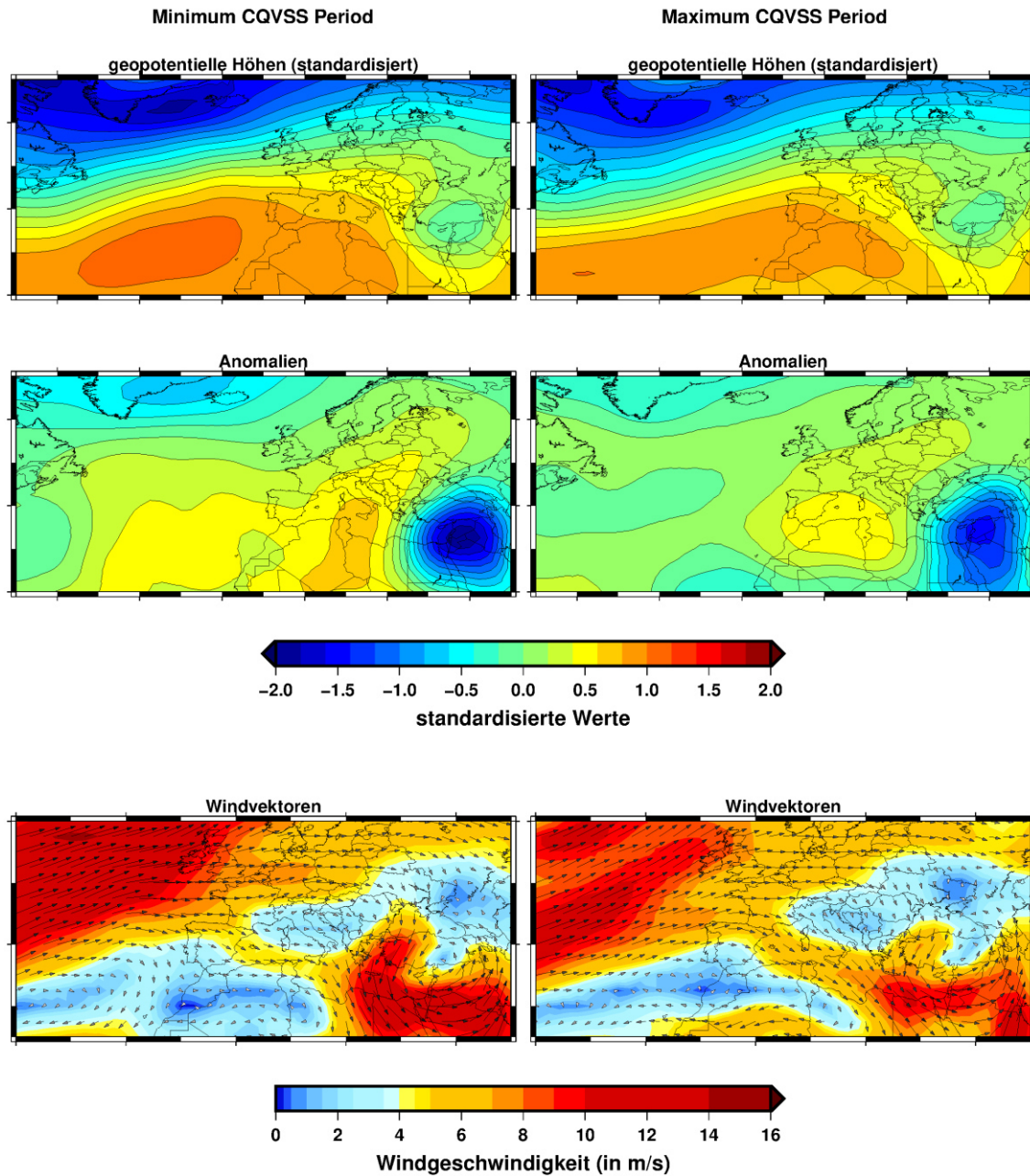


Abbildung D 25: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-10 der meridionalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Winter ($\tau=0.95$).

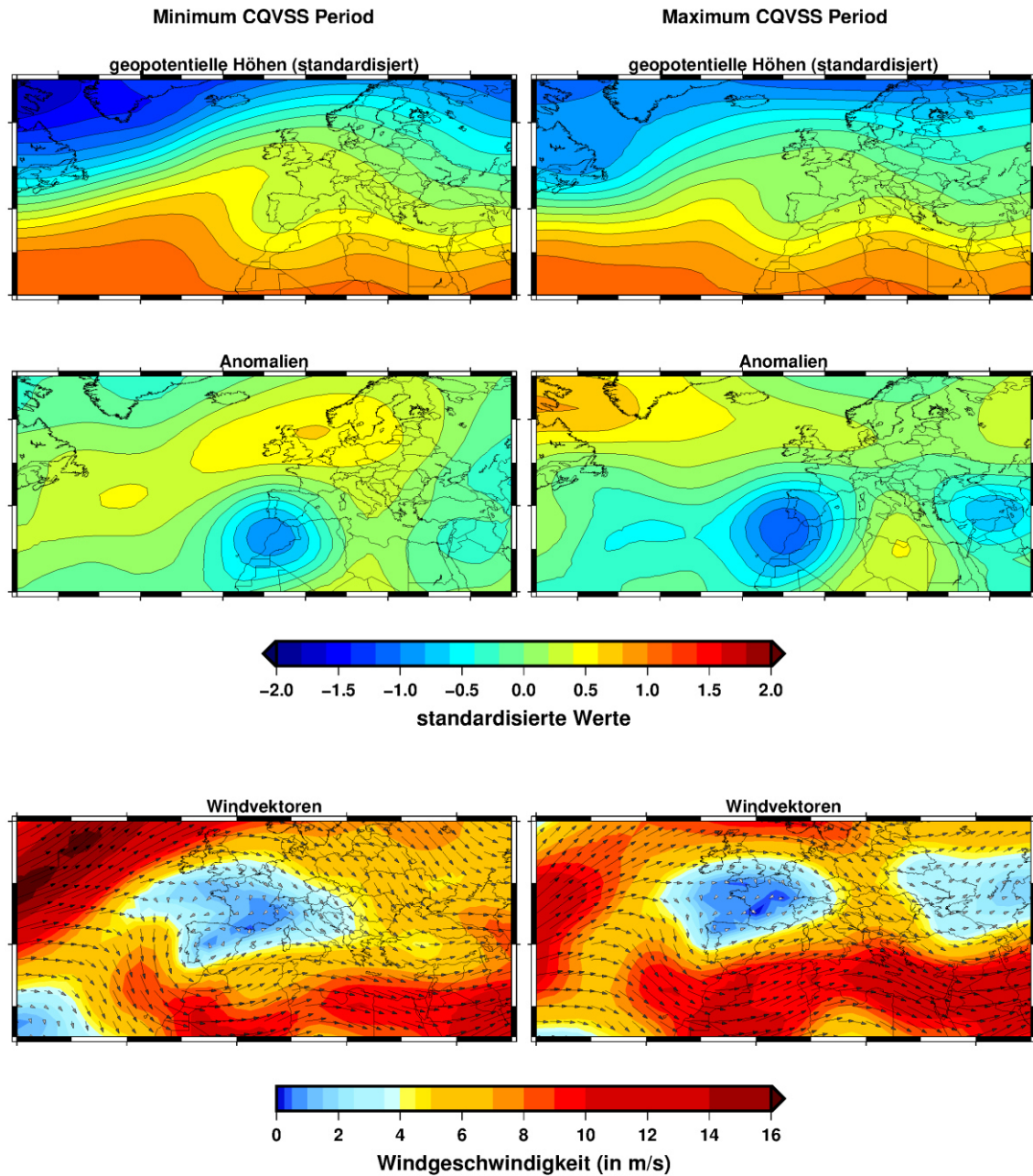
Station 6 Season 12 Tau=0.95 rhum.0700 PC-4

Abbildung D 26: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Winter ($\tau=0.95$).

Station 51 Season 12 Tau=0.95 shum.0850 PC-2

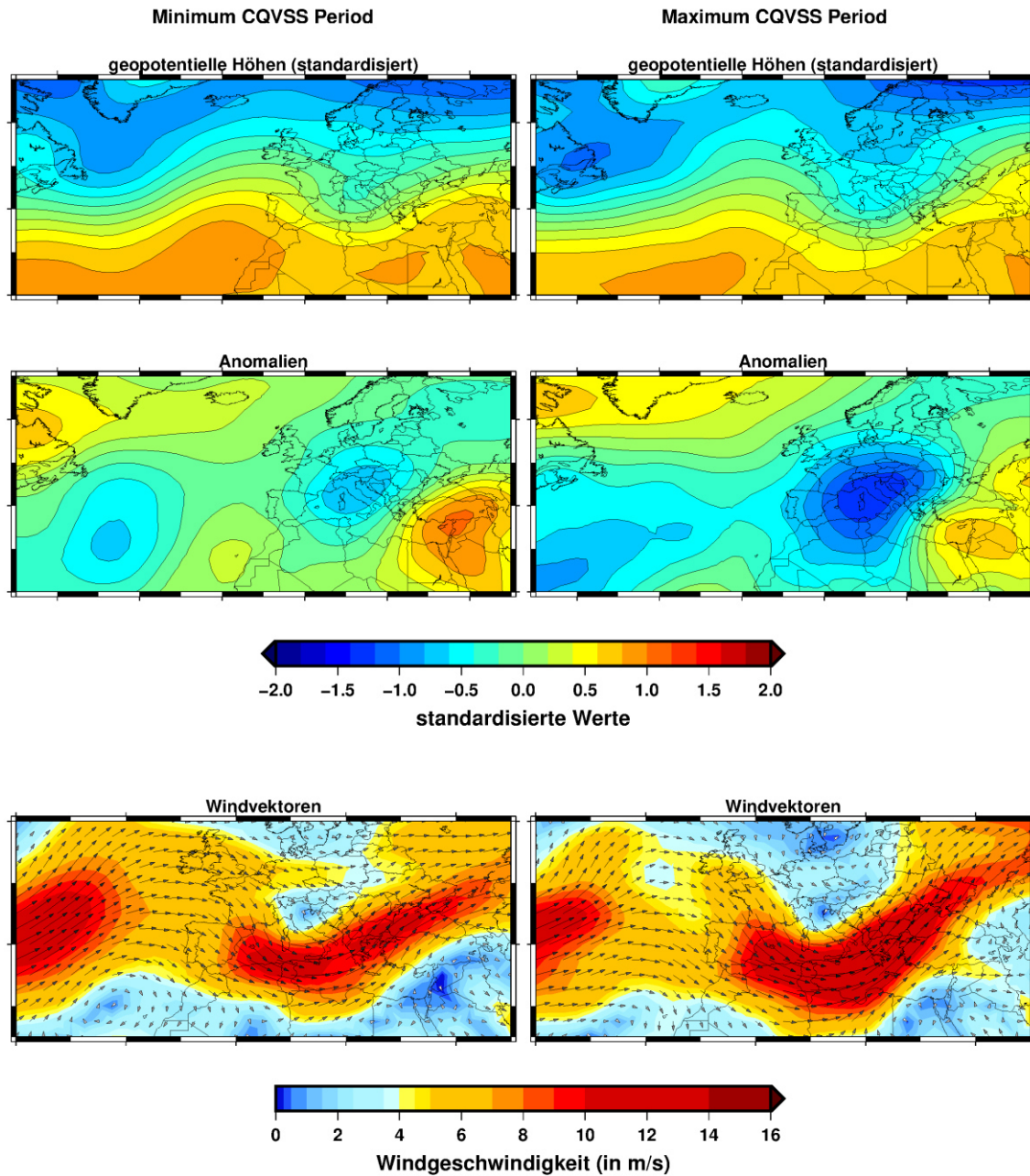


Abbildung D 27: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der spezifischen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Gaspic im Winter ($\tau=0.95$).

Station 43 Season 12 Tau=0.95 uwnd.0850 PC-11

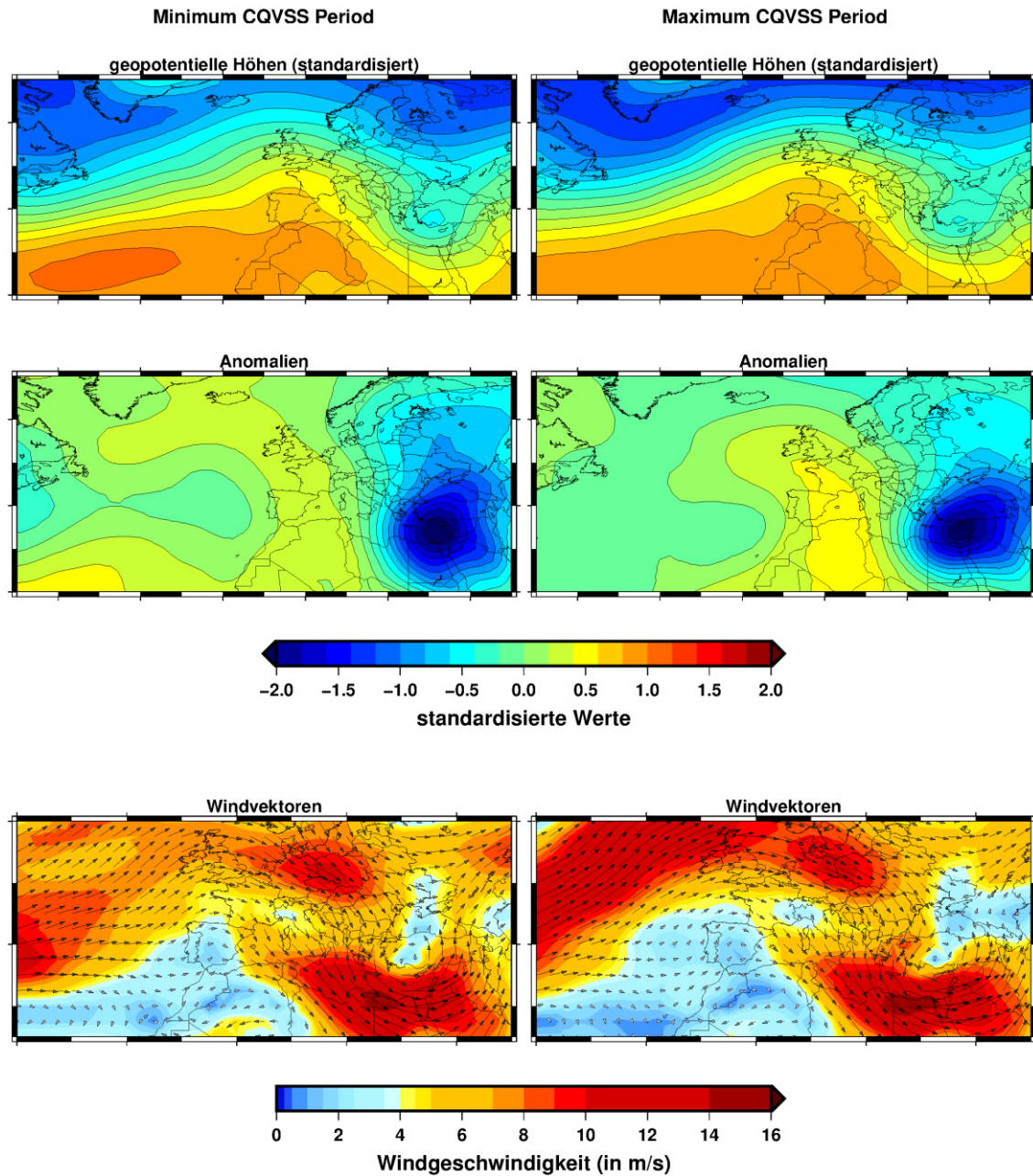


Abbildung D 28: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Chania im Winter ($\tau=0.95$).

Station 12 Season 12 Tau=0.95 rhum.0700 PC-3

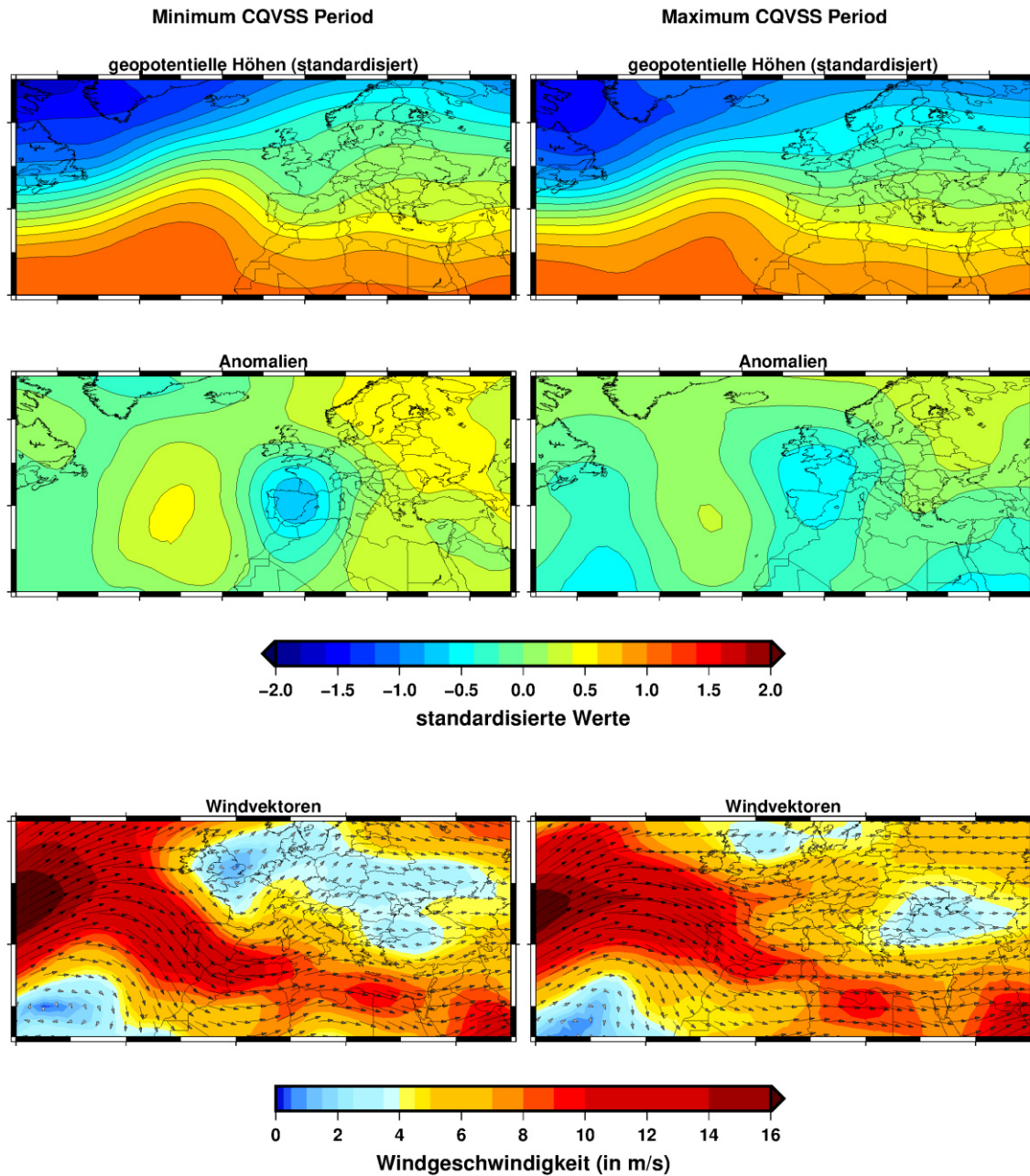


Abbildung D 29: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-3 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Perpignan im Winter ($\tau=0.95$).

Station 9 Season 12 Tau=0.99 vwnd.0850 PC-6

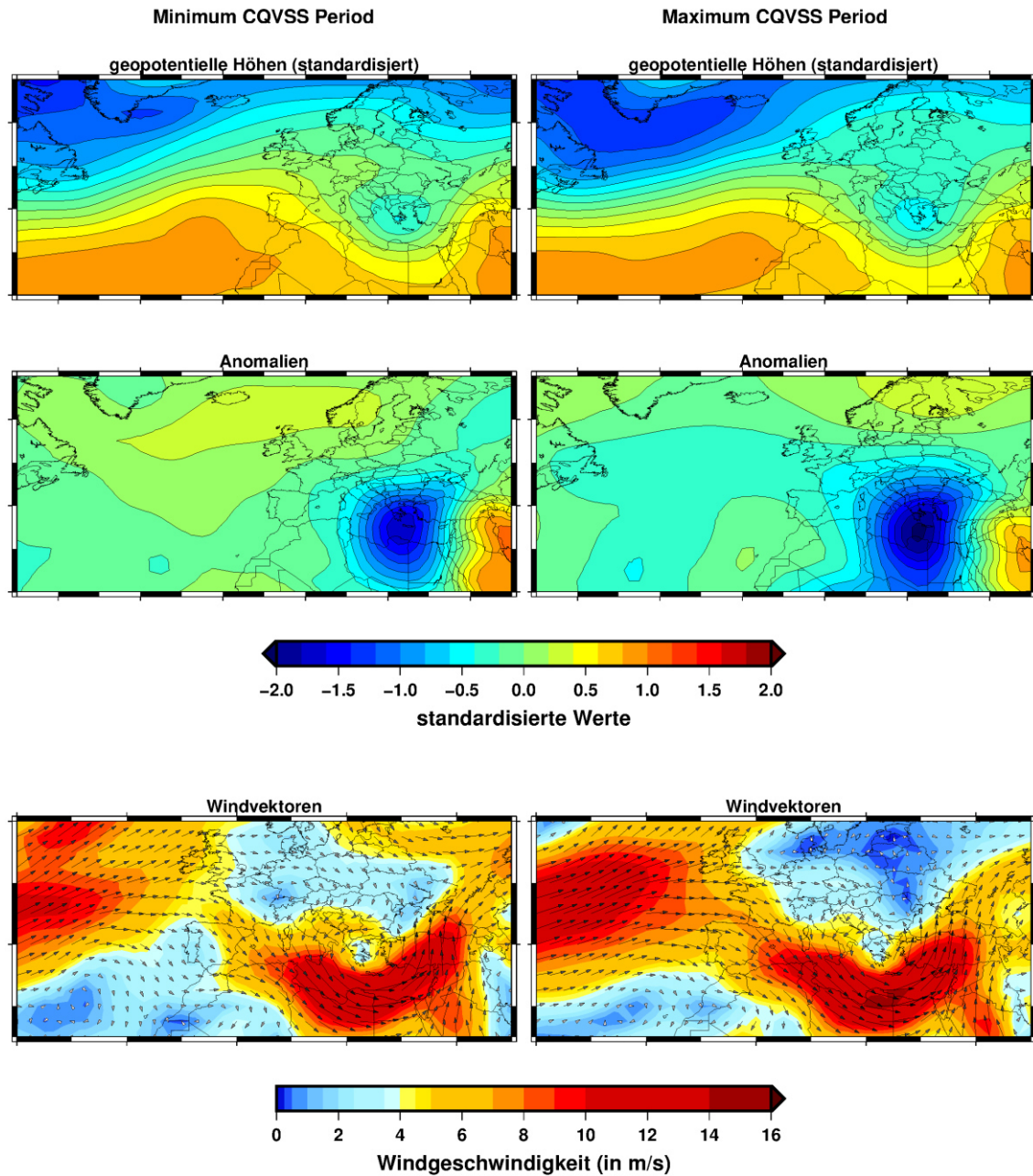


Abbildung D 30: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-6 der meridionalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Limassol im Winter ($\tau=0.99$).

Station 68 Season 12 Tau=0.99 rhum.0700 PC-13

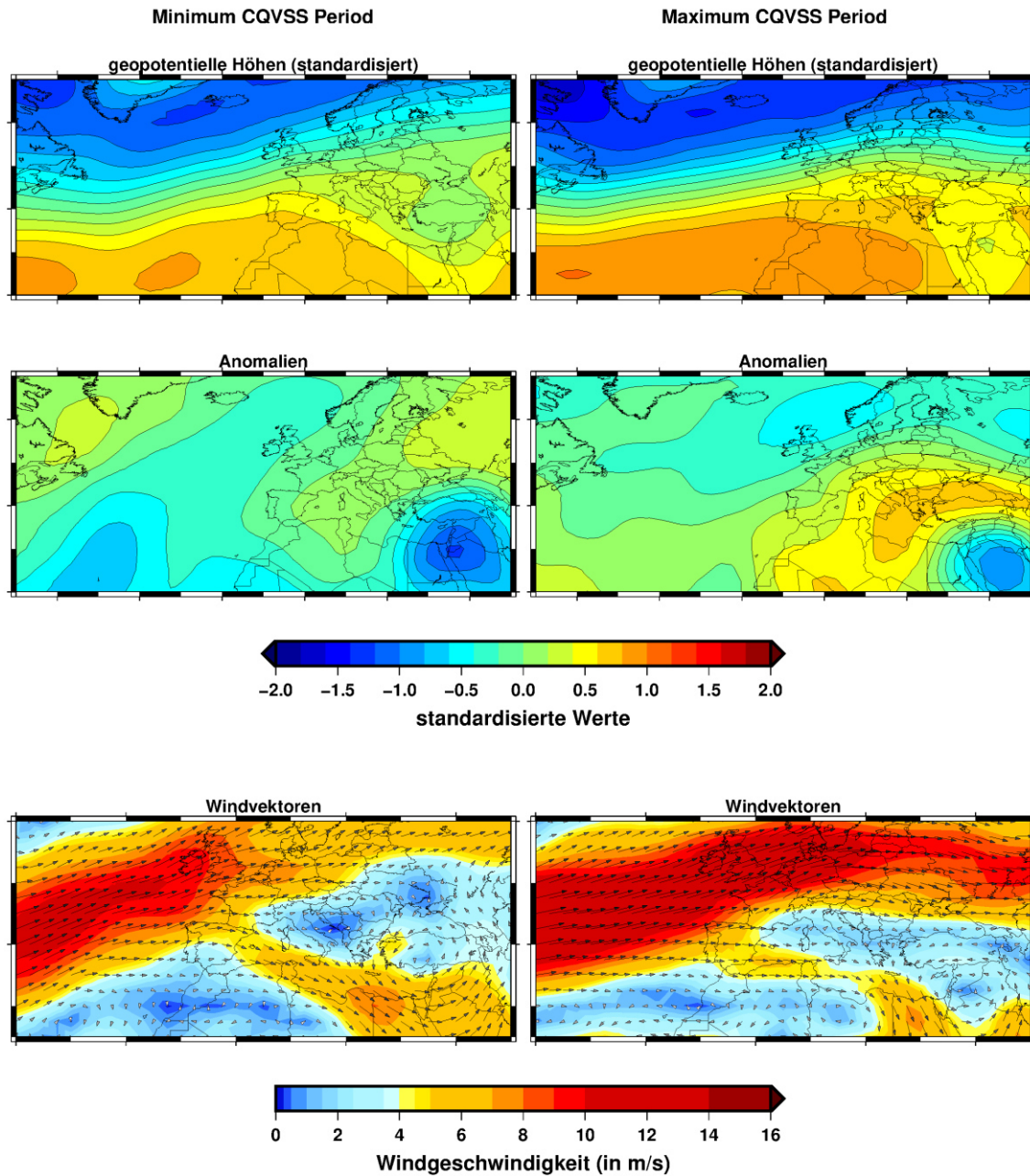


Abbildung D 31: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Winter ($\tau=0.99$).

Station 57 Season 12 Tau=0.99 uwnd.0850 PC-11

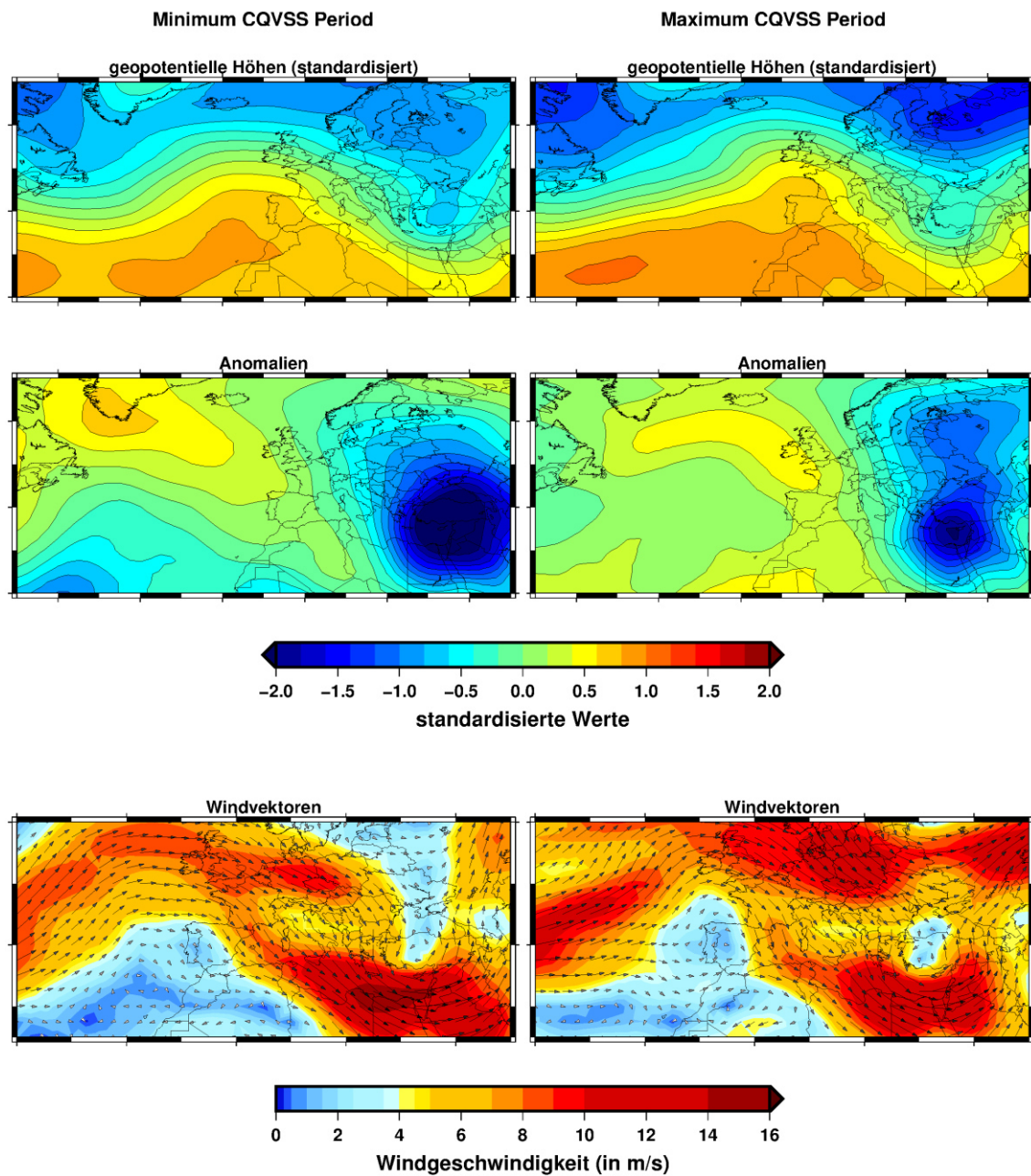


Abbildung D 32: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Tel Aviv im Winter ($\tau=0.99$).

Station 6 Season 12 Tau=0.99 rhum.0700 PC-4

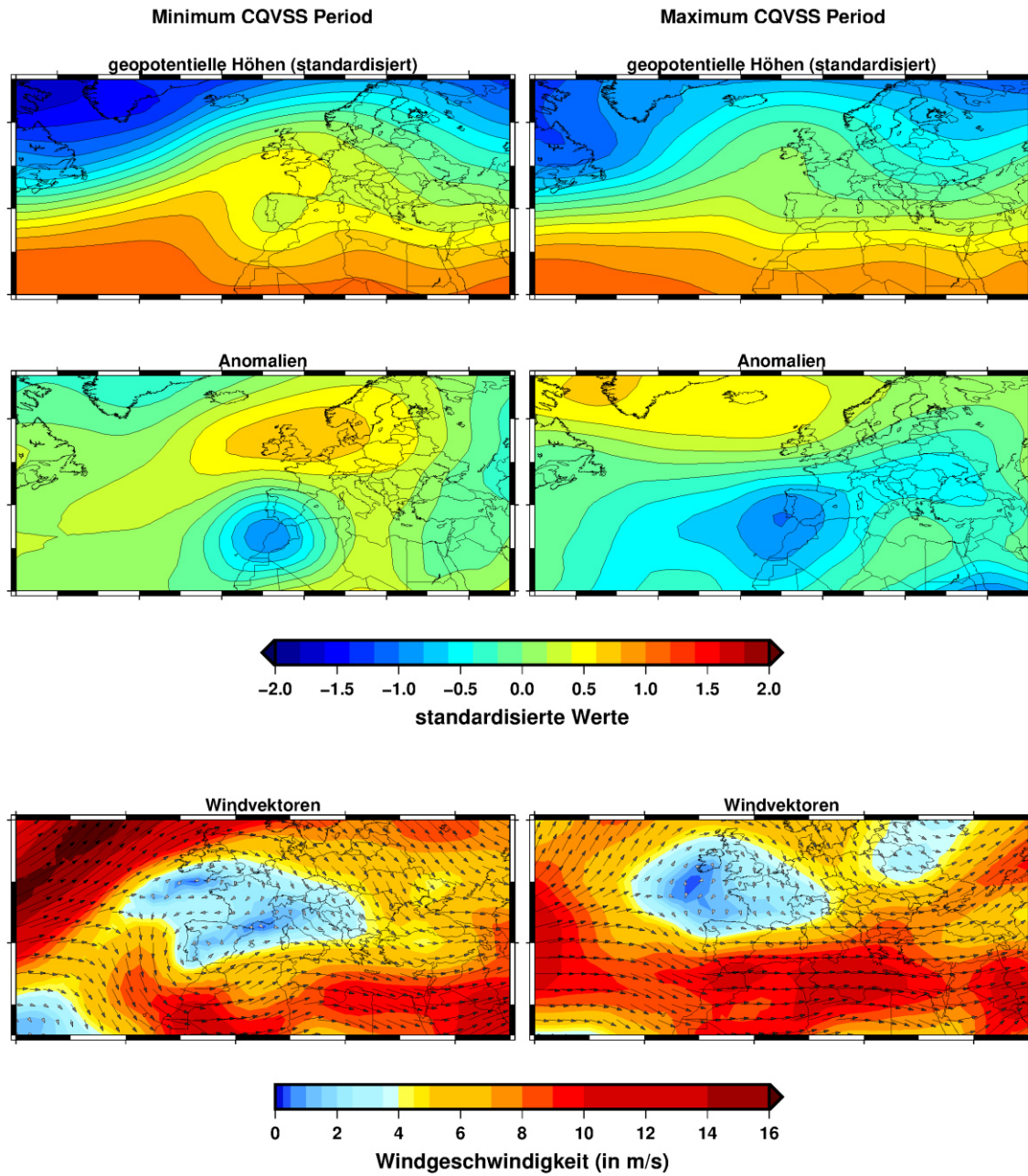


Abbildung D 33: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-4 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Winter ($\tau=0.99$).

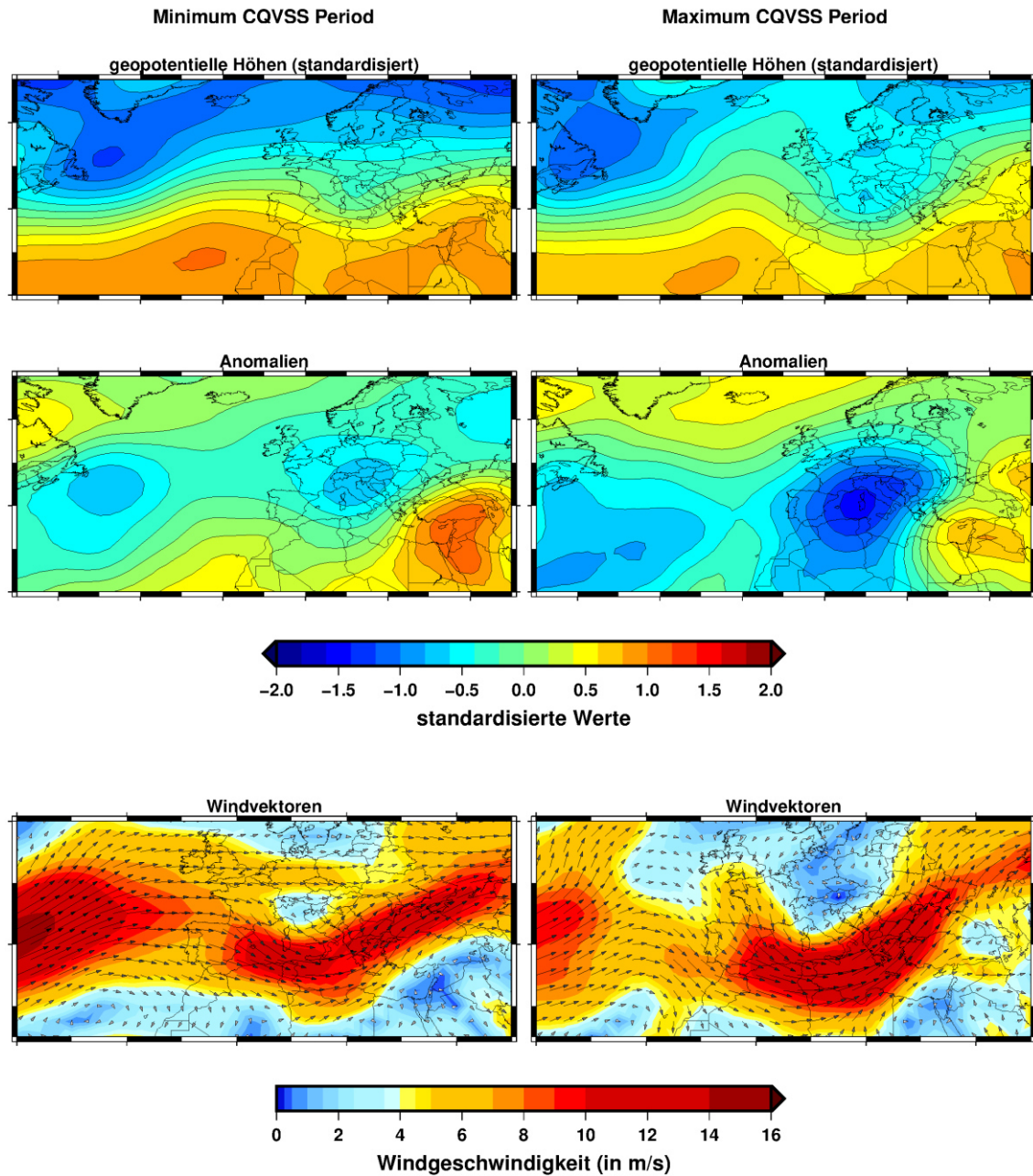
Station 51 Season 12 Tau=0.99 shum.0850 PC-2

Abbildung D 34: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der spezifischen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Gospic im Winter ($\tau=0.99$).

Station 58 Season 12 Tau=0.99 uwnd.0850 PC-11

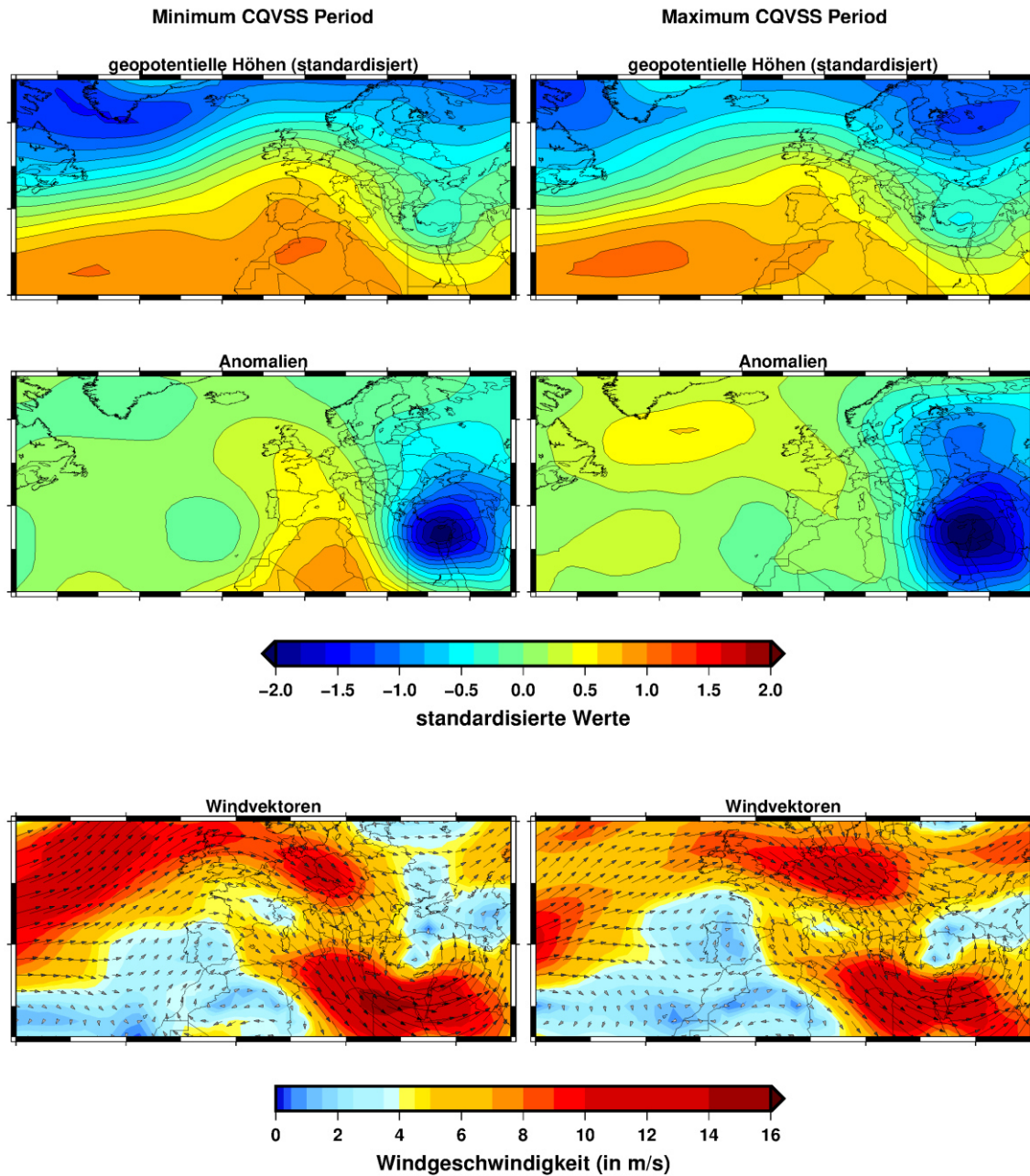


Abbildung D 35: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-11 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Jerusalem im Winter ($\tau=0.99$).

Station 24 Season 12 Tau=0.99 rhum.0850 PC-8

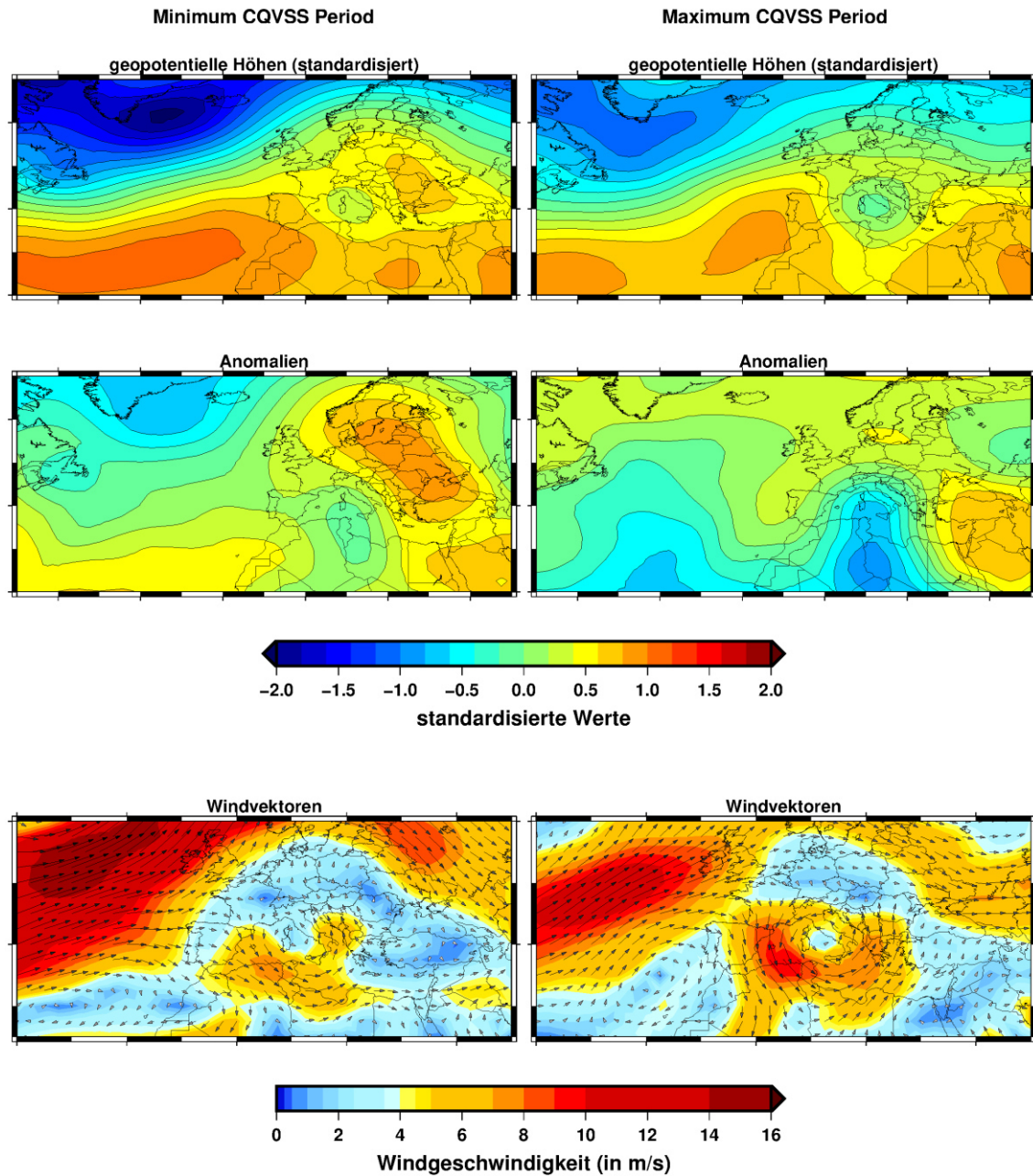


Abbildung D 36: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-8 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Mantova im Winter ($\tau=0.99$).

Station 56 Season 03 Tau=0.9 hgt.0700 PC-2

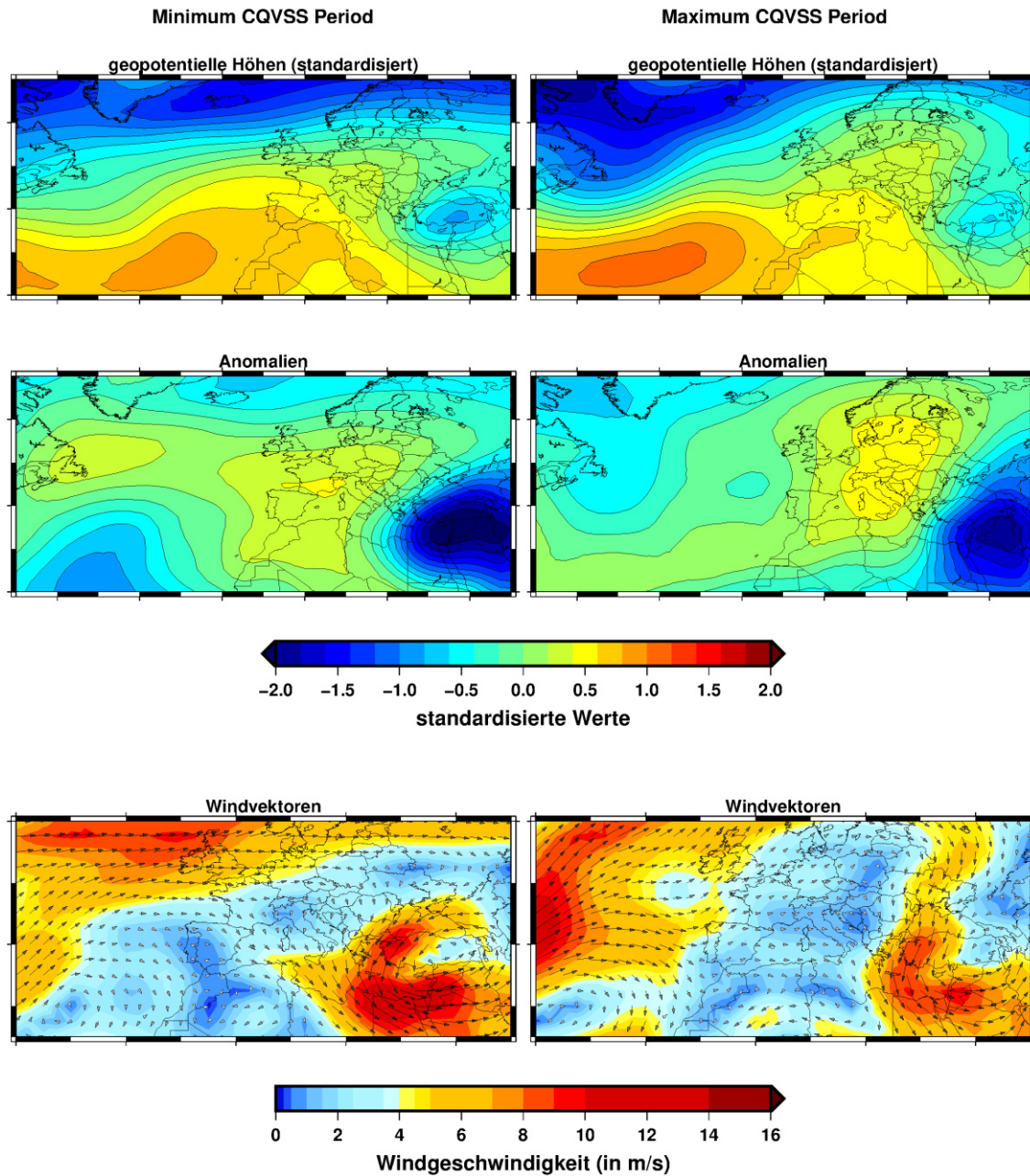


Abbildung D 37: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Safed im Frühling ($\tau=0.90$).

Station 9 Season 03 Tau=0.9 uwnd.0850 PC-13

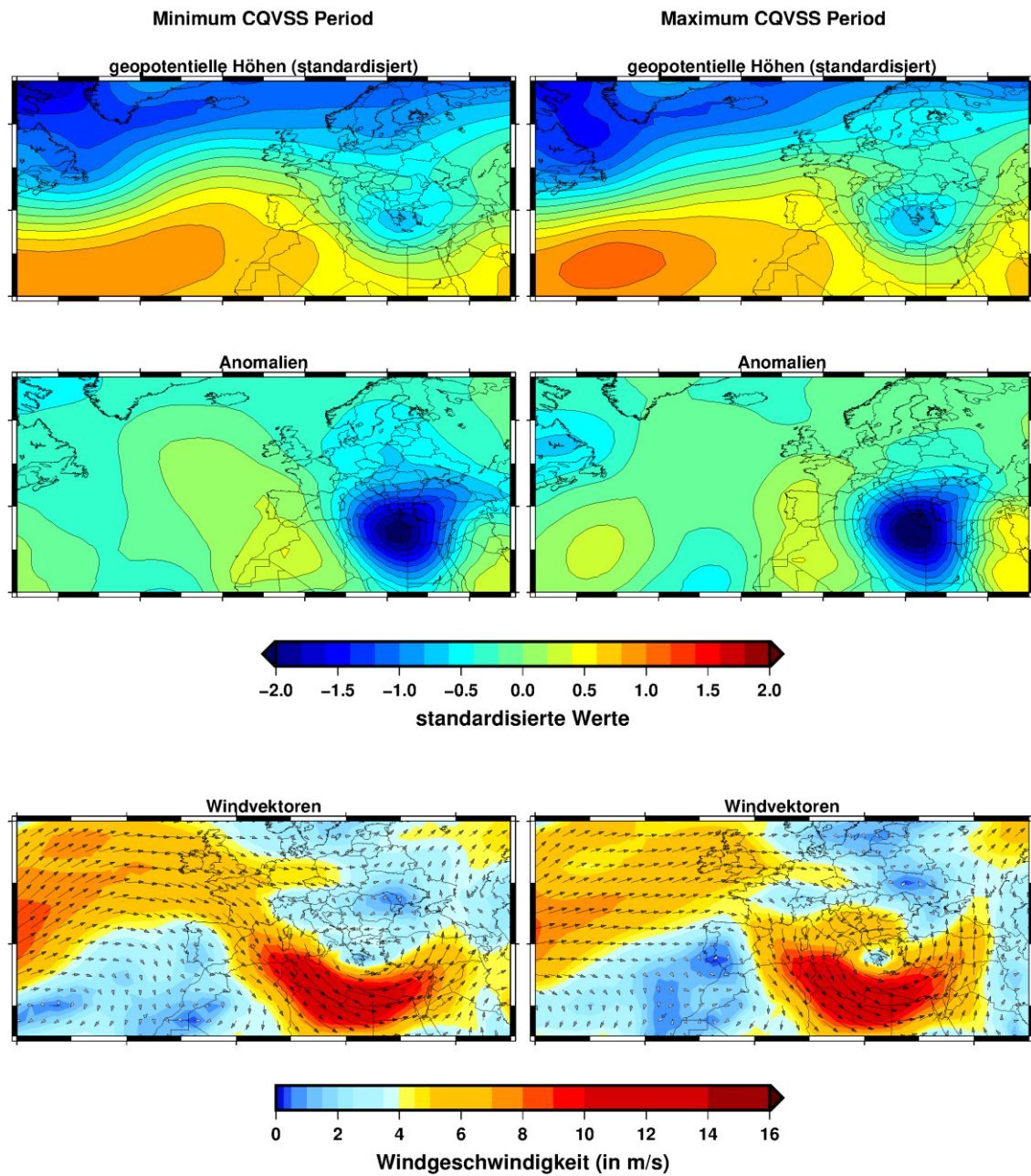


Abbildung D 38: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Limassol im Frühling ($\tau=0.90$).

Station 68 Season 03 Tau=0.9 hgt.0850 PC-5

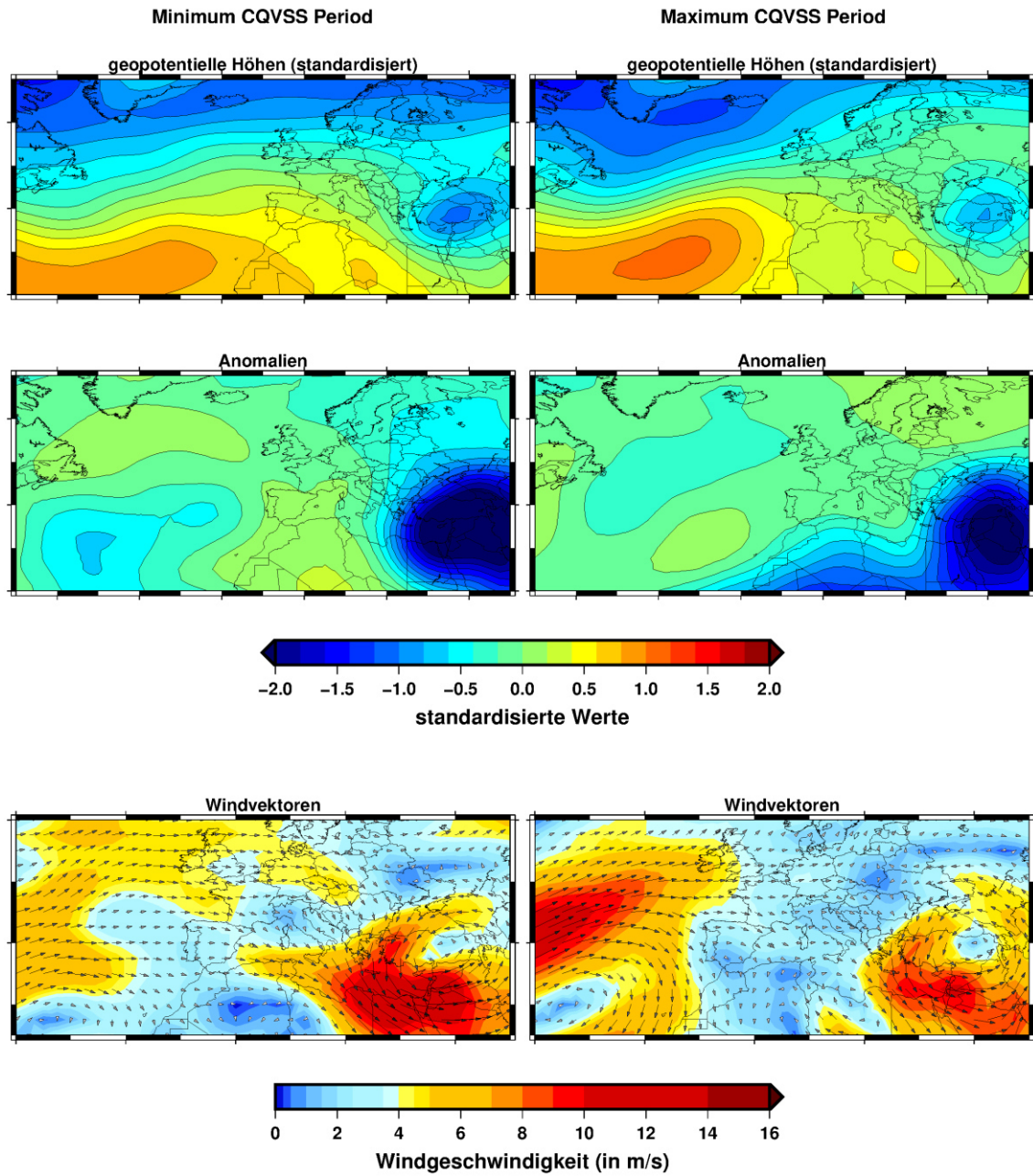


Abbildung D 39: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-5 der geopotentiellen Höhen auf dem 850hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Frühling ($\tau=0.90$).

Station 44 Season 03 Tau=0.9 rhum.0850 PC-7

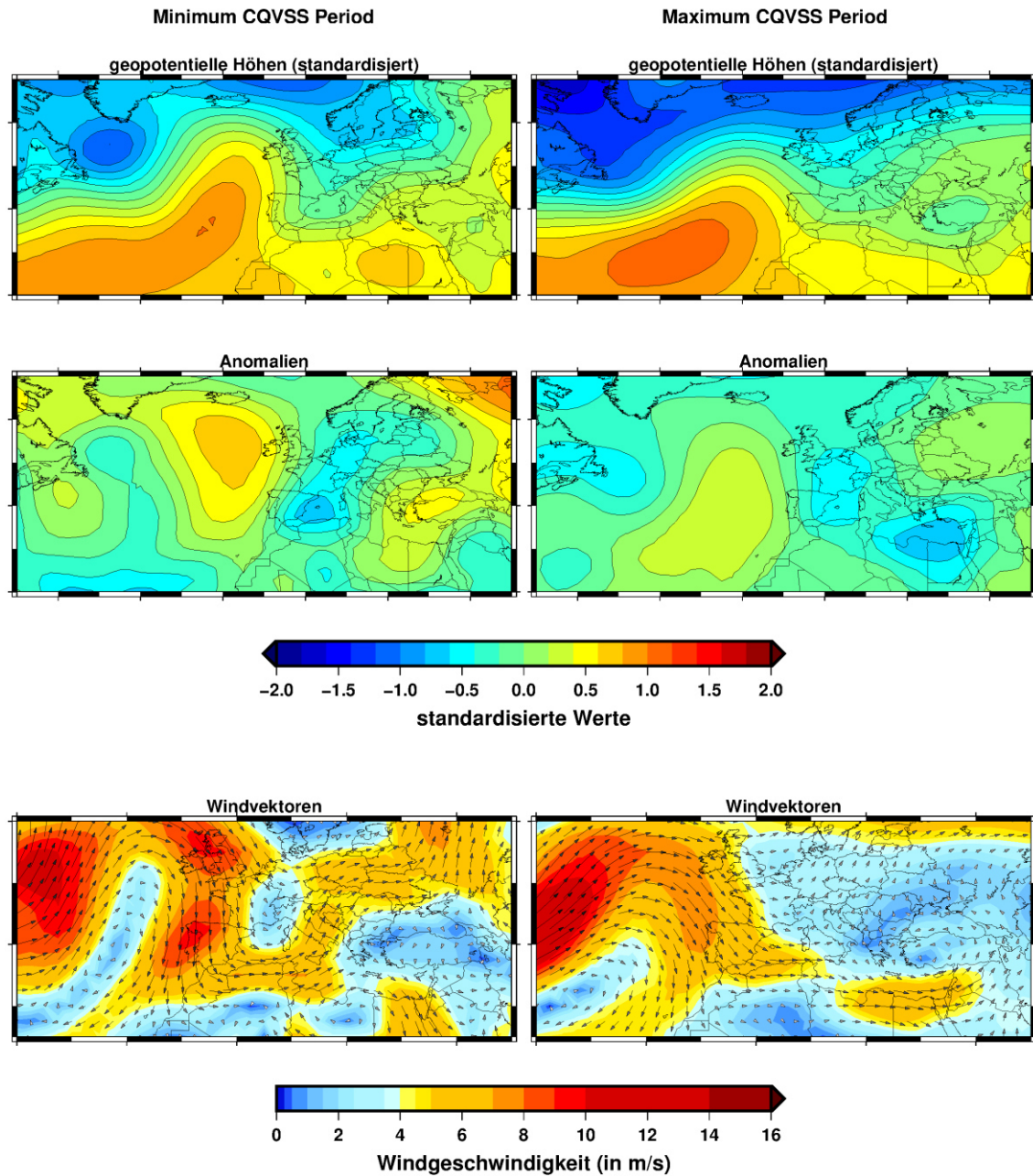


Abbildung D 40: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Nimes im Frühling ($\tau=0.90$).

Station 21 Season 03 Tau=0.9 rhum.0850 PC-13

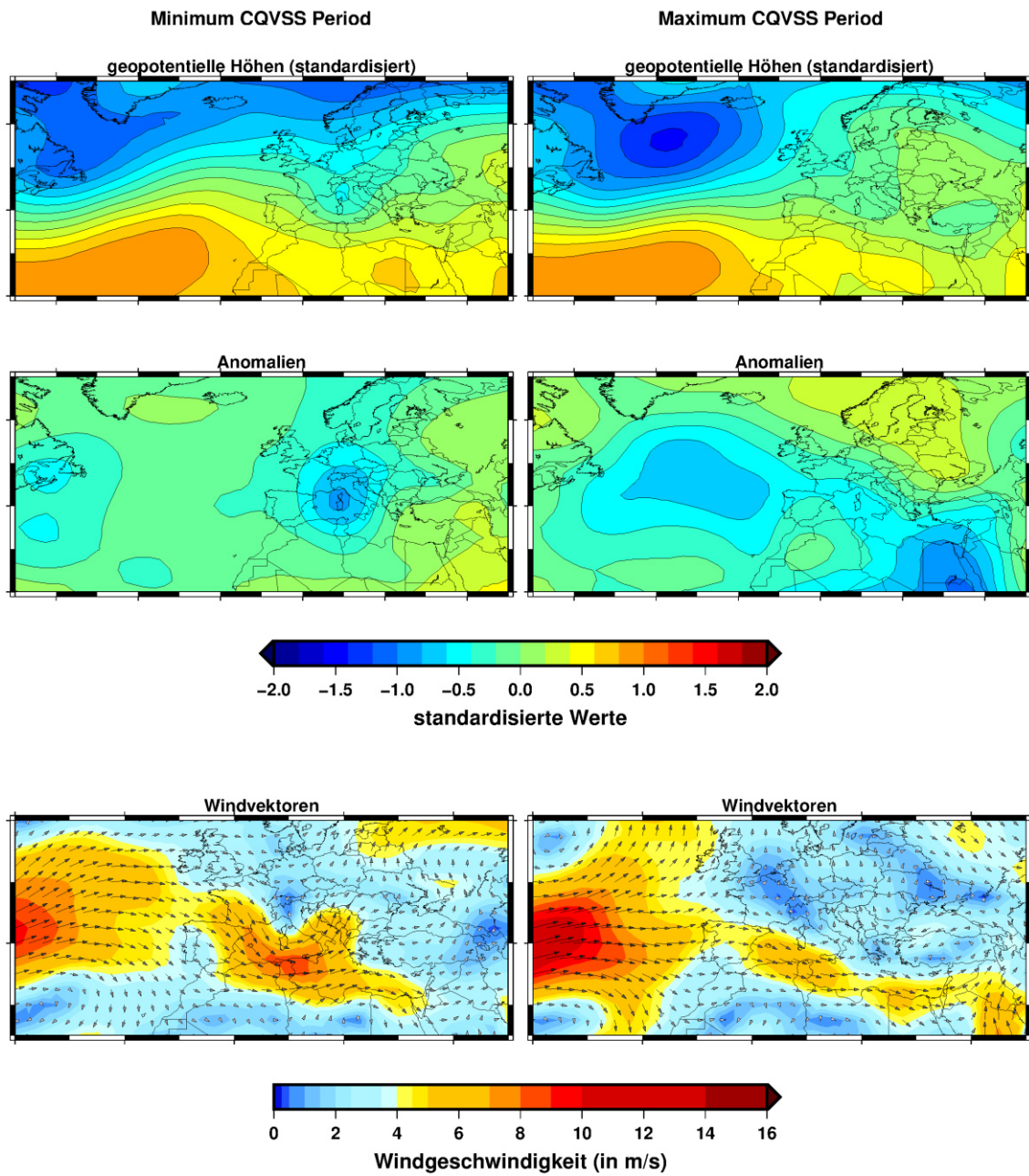


Abbildung D 41: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Bologna im Frühling ($\tau=0.90$).

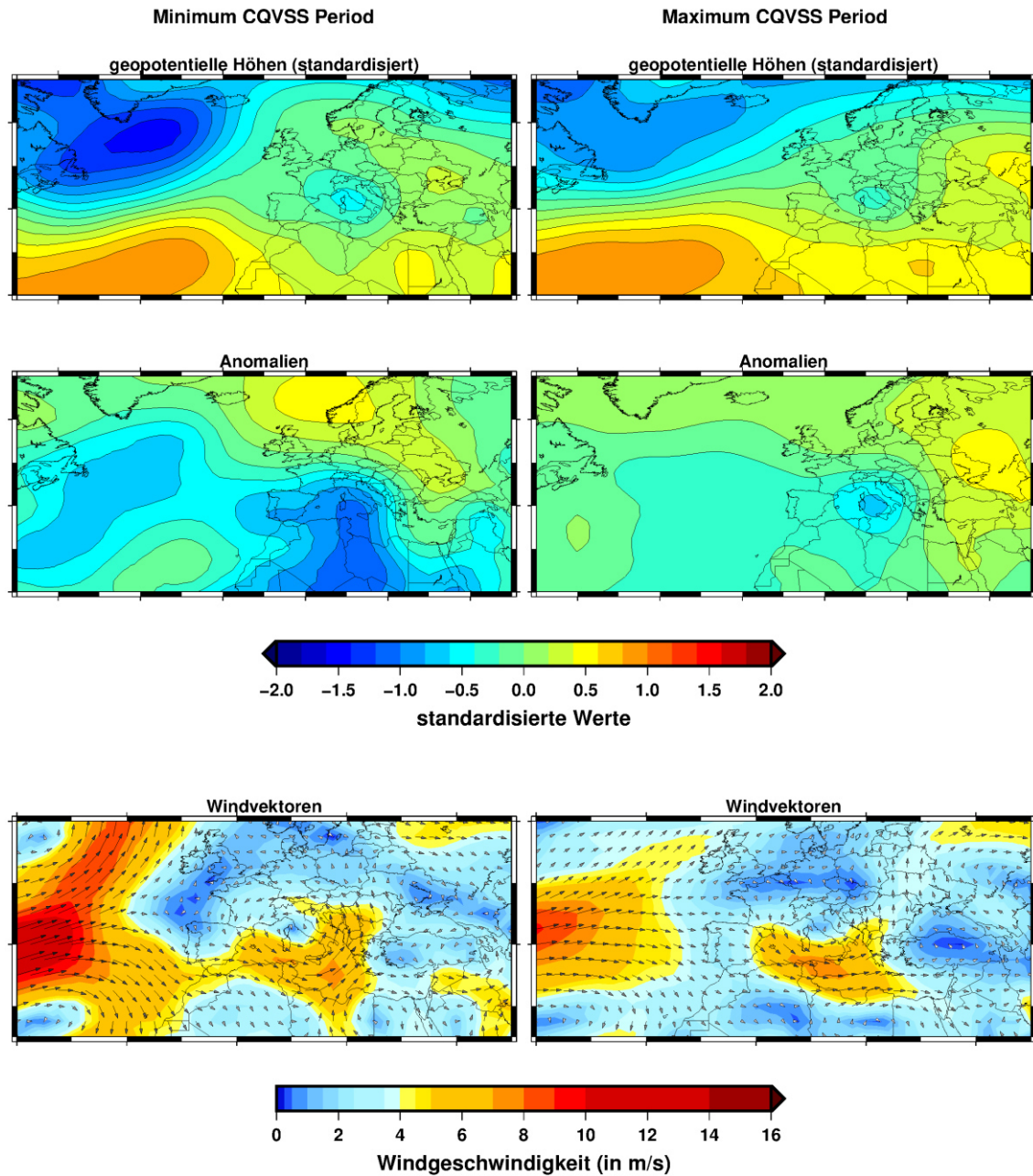
Station 49 Season 03 Tau=0.9 rhum.0700 PC-9

Abbildung D 42: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-9 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Lastovo im Frühling ($\tau=0.90$).

Station 56 Season 03 Tau=0.95 hgt.0700 PC-2

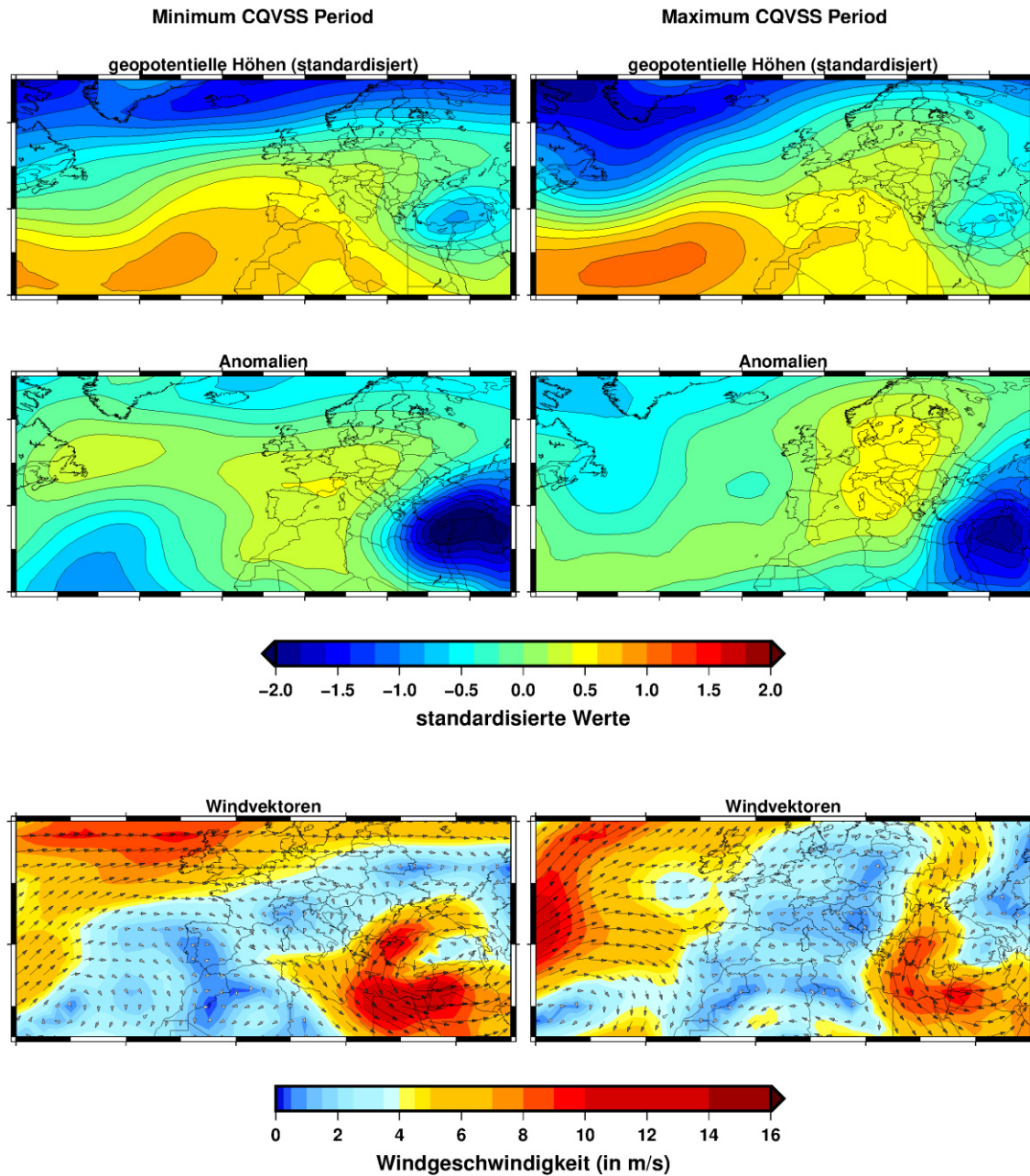


Abbildung D 43: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Safed im Frühling ($\tau=0.95$).

Station 82 Season 03 Tau=0.95 uwnd.0700 PC-7

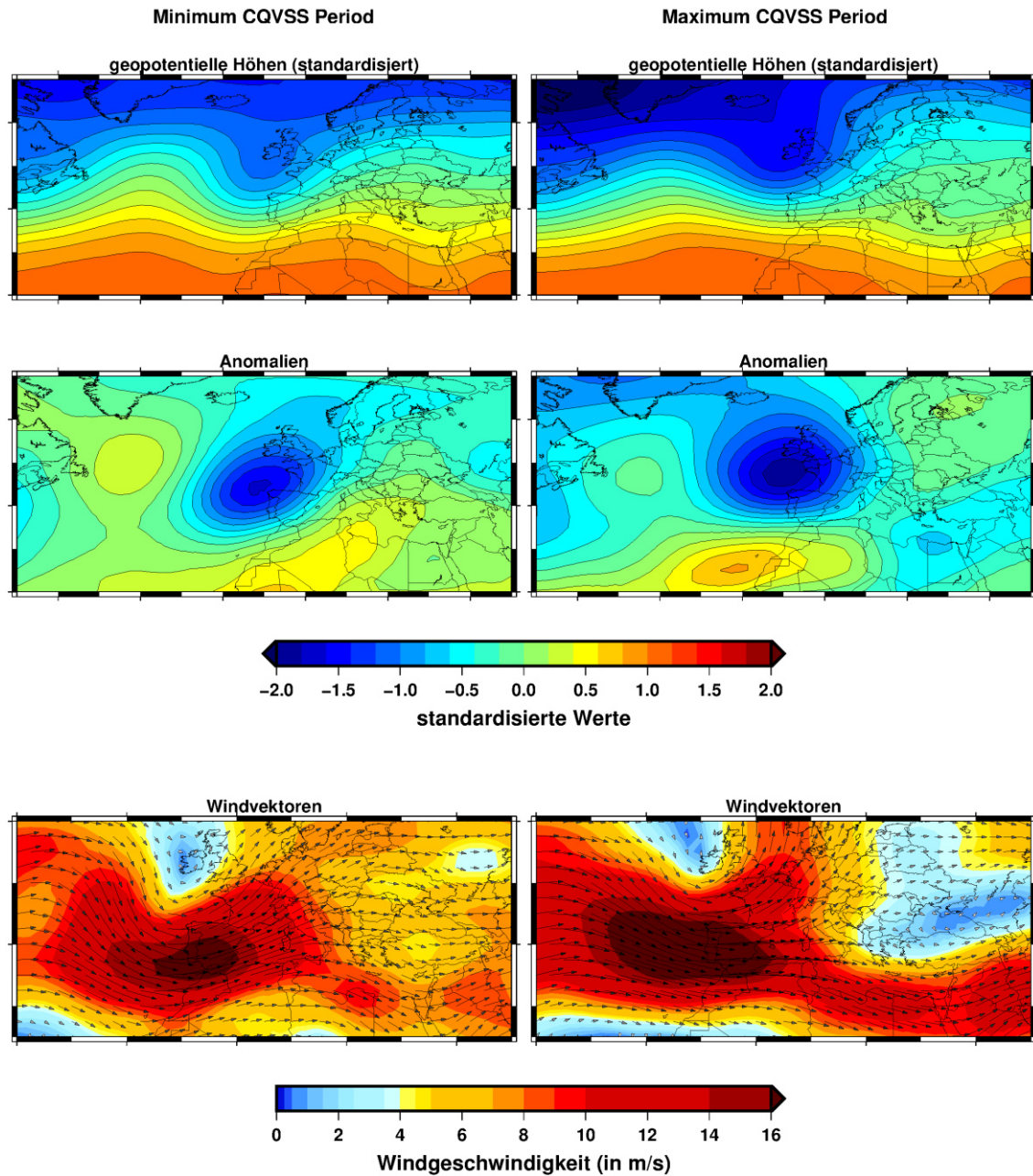


Abbildung D 44: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Valladolid im Frühling ($\tau=0.95$).

Station 9 Season 03 Tau=0.95 uwnd.0850 PC-13

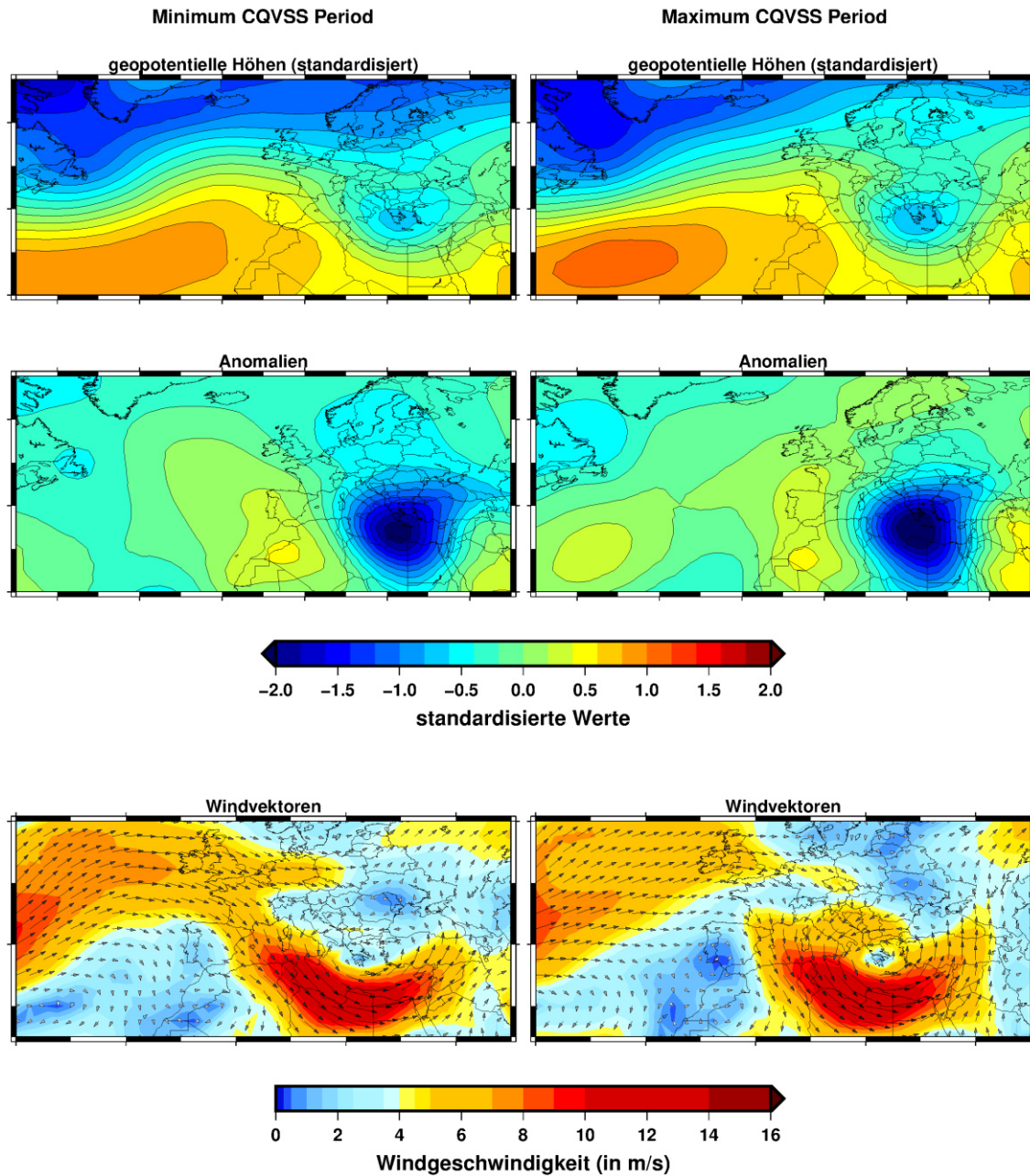


Abbildung D 45: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-13 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Limassol im Frühling ($\tau=0.95$).

Station 6 Season 03 Tau=0.95 shum.0700 PC-1

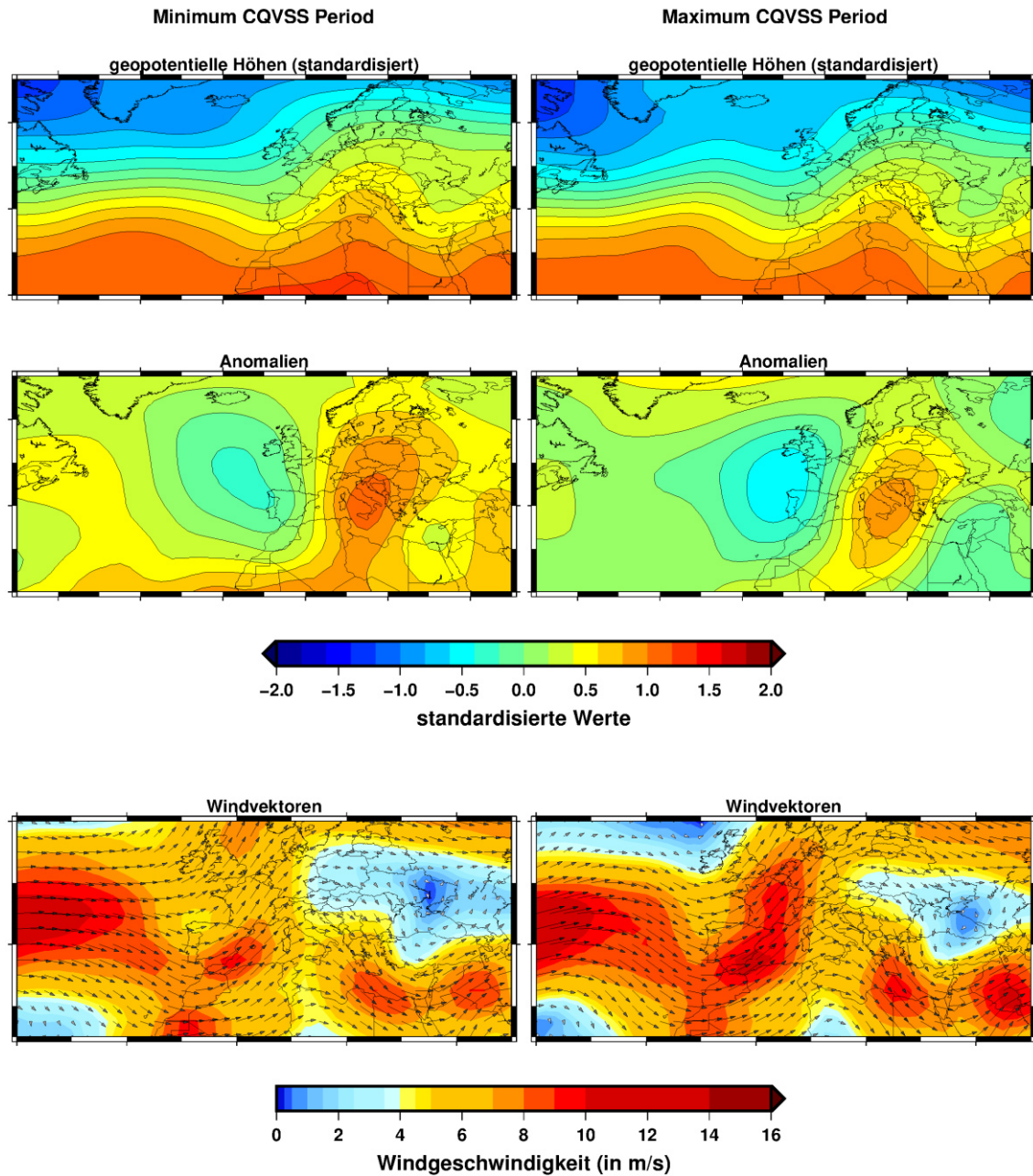


Abbildung D 46: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der spezifischen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Frühling ($\tau=0.95$).

Station 15 Season 03 Tau=0.95 uwnd.0850 PC-7

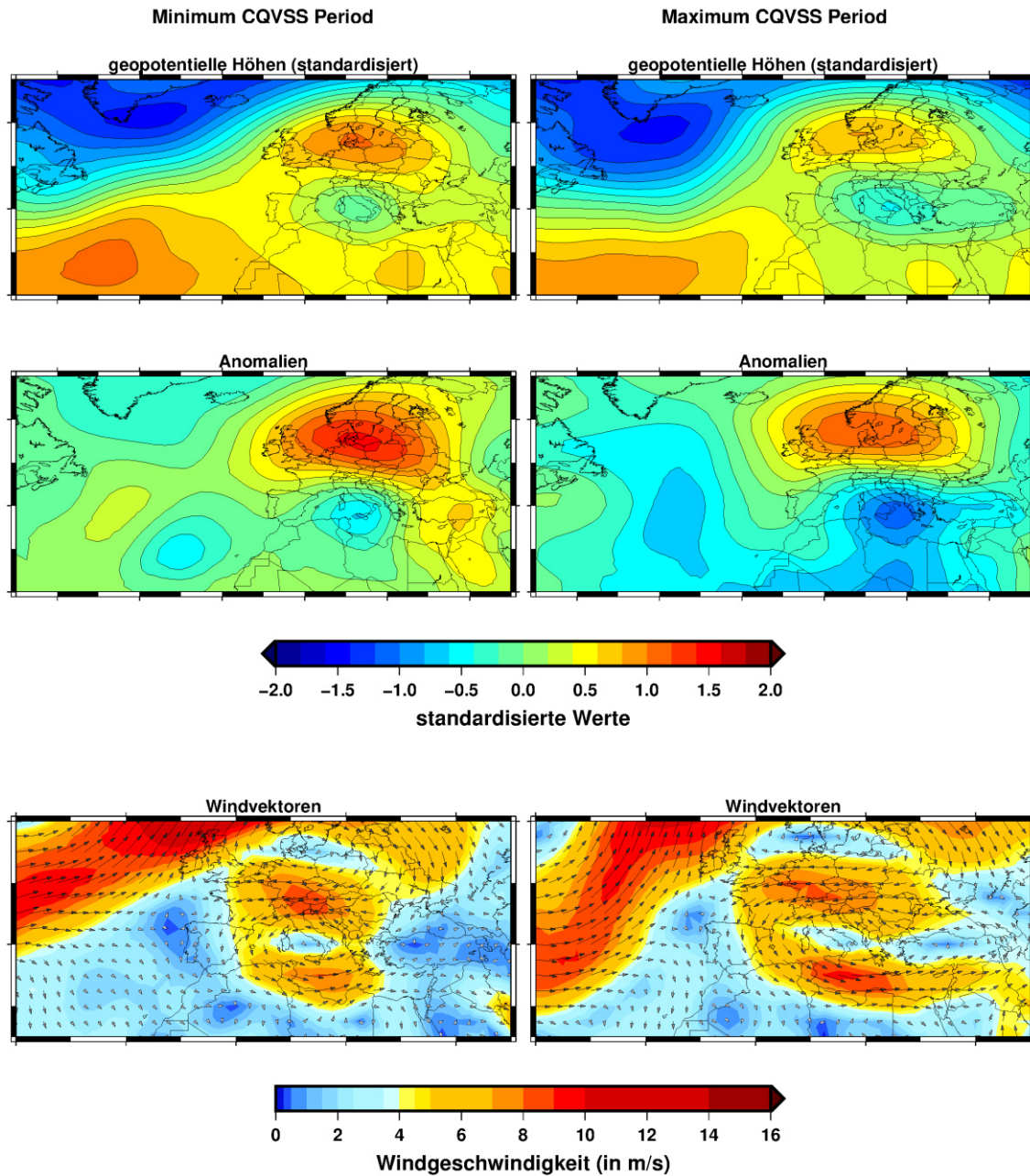


Abbildung D 47: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-7 der zonalen Windkomponente auf dem 850hPa-Niveau für die Station Larissa im Frühling ($\tau=0.95$).

Station 26 Season 03 Tau=0.95 rhum.0850 PC-5

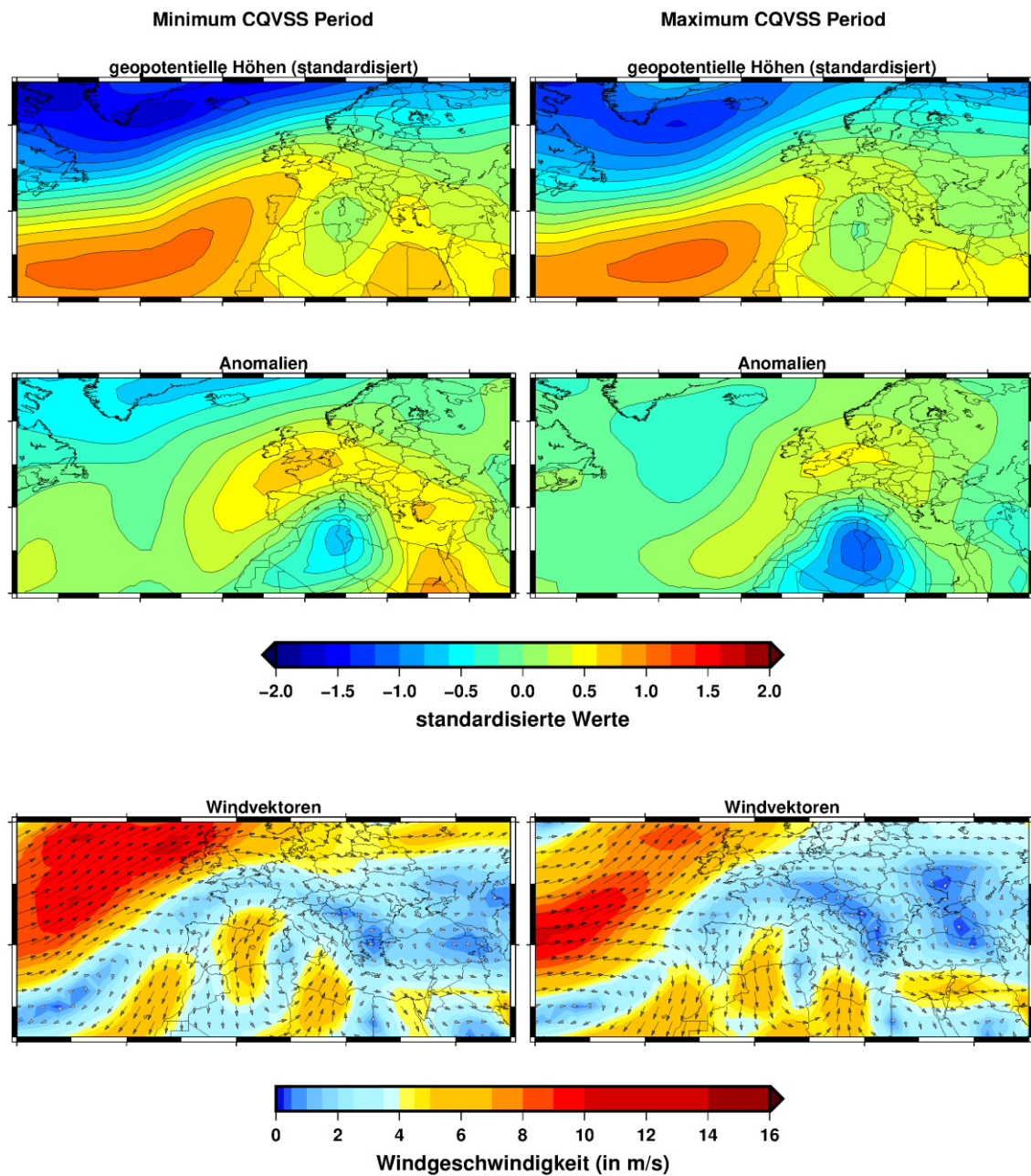


Abbildung D 48: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-5 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Cagliari im Frühling ($\tau=0.95$).

Station 68 Season 03 Tau=0.99 rhum.0700 PC-15

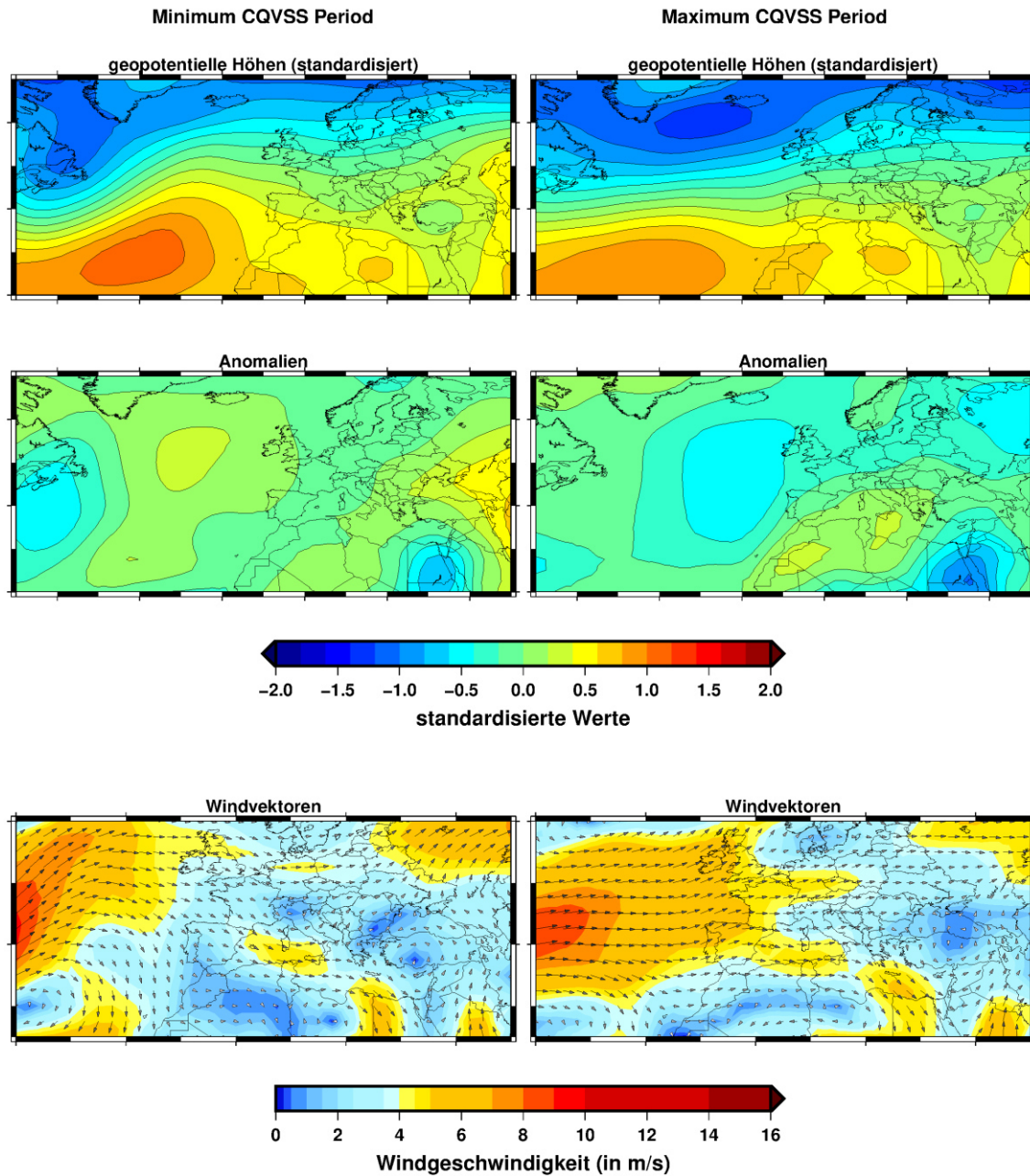


Abbildung D 49: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-15 der relativen Feuchte auf dem 700hPa-Niveau für die Station Beer Sheva im Frühling ($\tau=0.99$).

Station 6 Season 03 Tau=0.99 uwnd.0700 PC-2

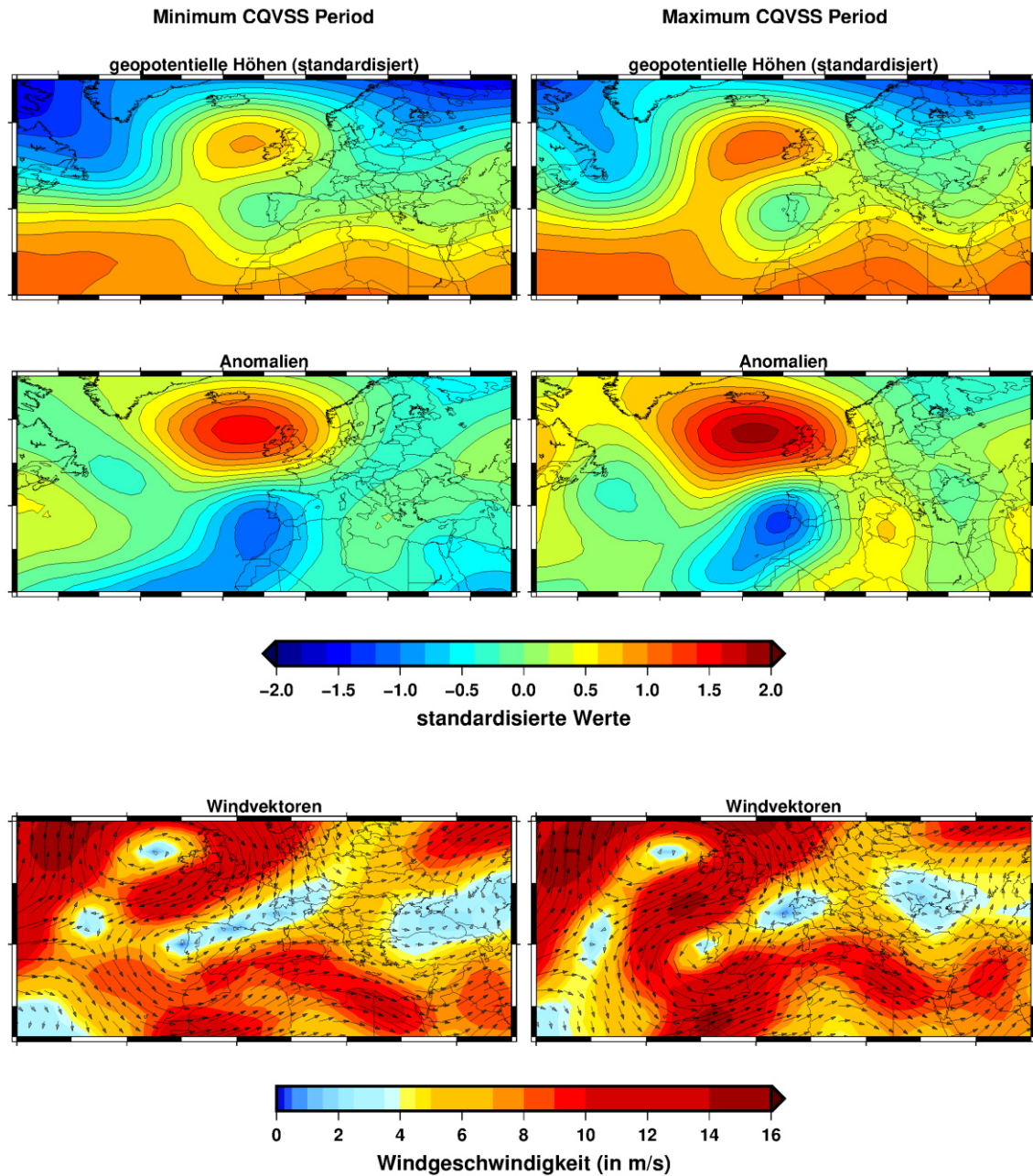


Abbildung D 50: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-2 der zonalen Windkomponente auf dem 700hPa-Niveau für die Station Tortosa im Frühling ($\tau=0.99$).

Station 43 Season 03 Tau=0.99 rhum.0850 PC-1

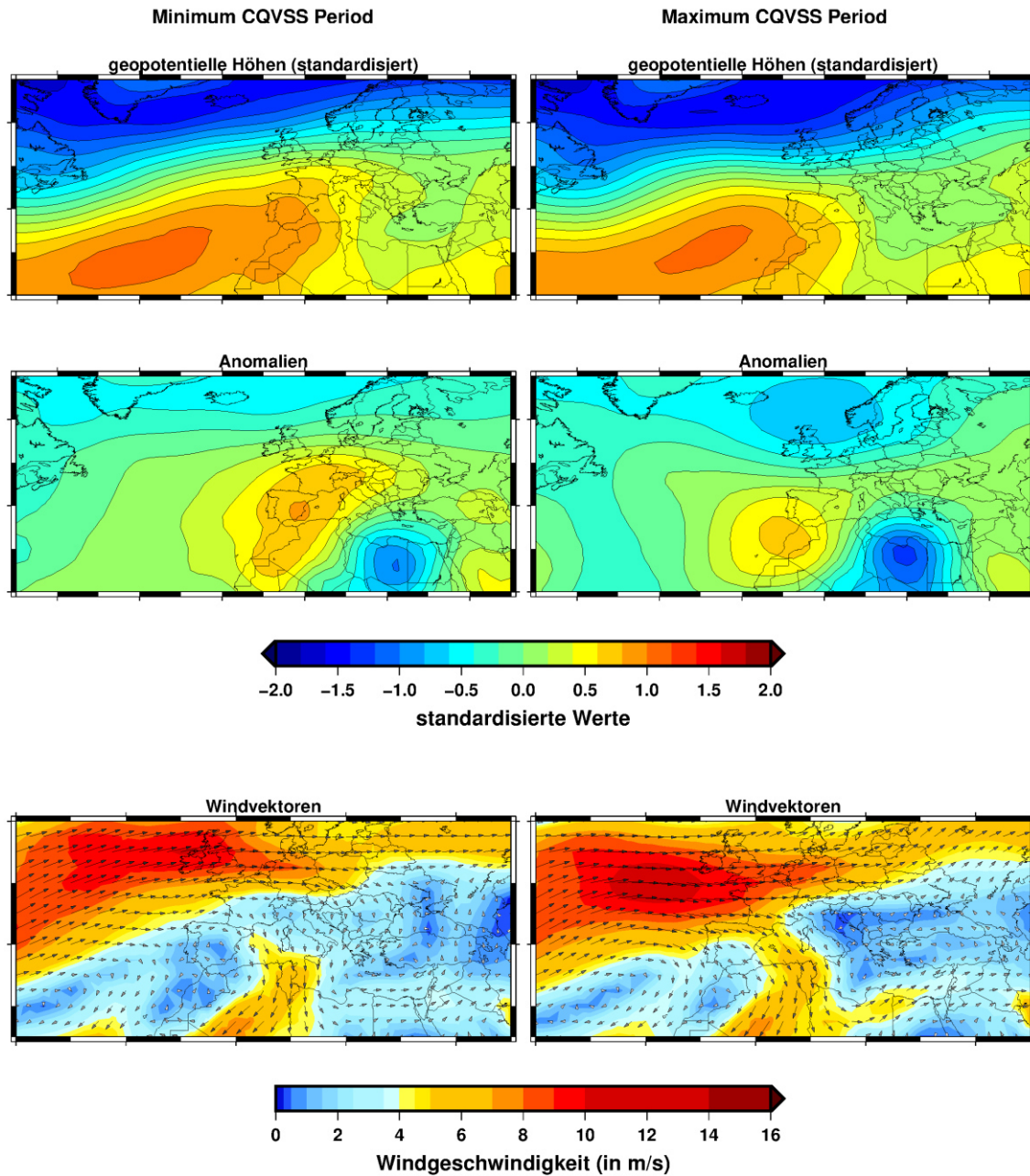


Abbildung D 51: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der relativen Feuchte auf dem 850hPa-Niveau für die Station Chania im Frühling ($\tau=0.99$).

Station 77 Season 03 Tau=0.99 hgt.0700 PC-1

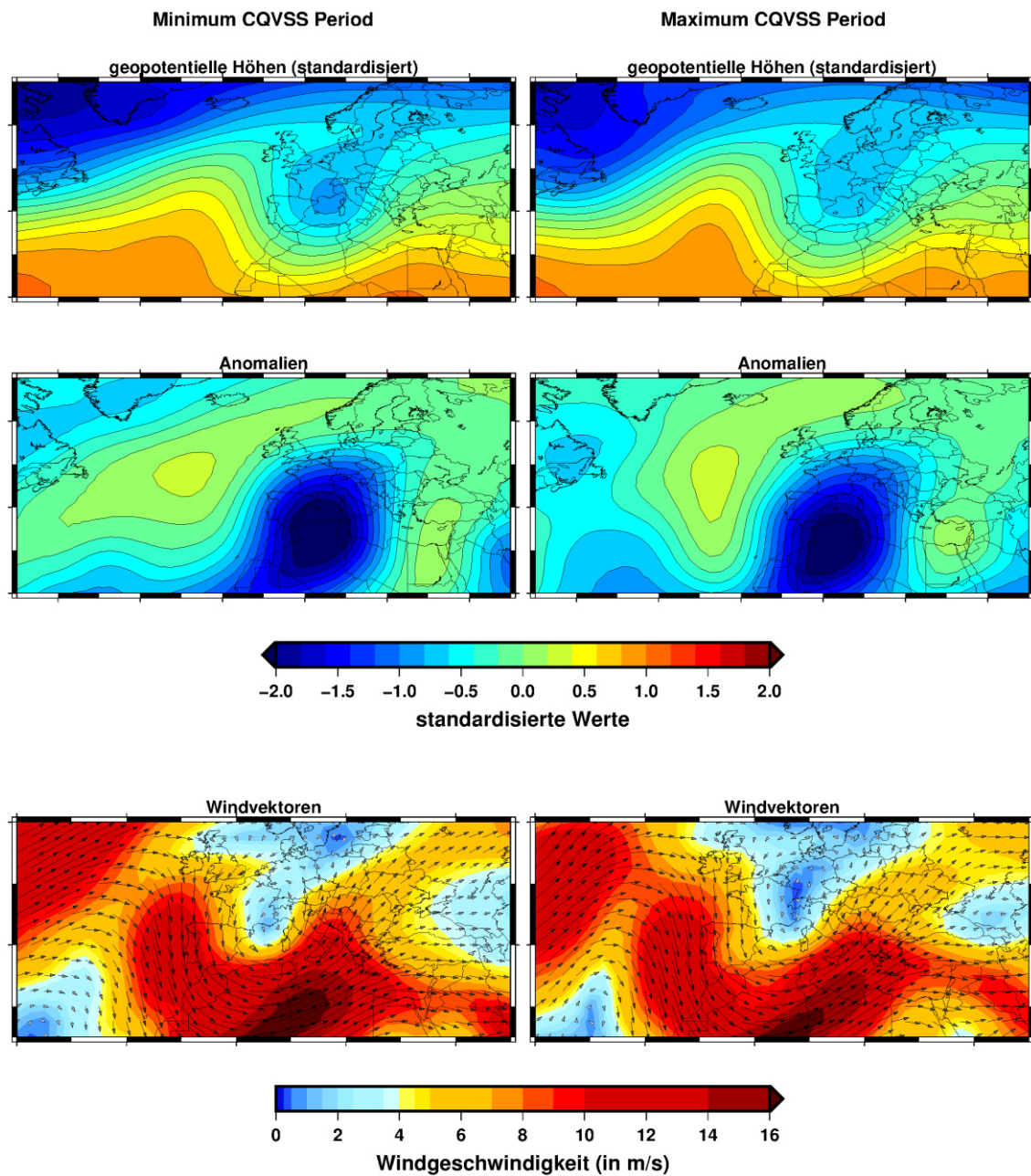


Abbildung D 52: Niederschlagsgenerierende Kompositen der geopotentiellen Höhen für das Variationszentrum PC-1 der geopotentiellen Höhen auf dem 700hPa-Niveau für die Station Alicante im Frühling ($\tau=0.99$).

Anhang E

Abbildung E 1: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Barcelos** (Referenzstation **NR-1**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 374

Abbildung E 2: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Safed** (Referenzstation **NR-2**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 375

Abbildung E 3: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Sevilla** (Referenzstation **NR-3**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 376

Abbildung E 4: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beja** (Referenzstation **NR-4**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 377

Abbildung E 5: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Valladolid** (Referenzstation **NR-5**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 378

Abbildung E 6: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Limassol** (Referenzstation **NR-6**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 379

Abbildung E 7: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beer Sheva** (Referenzstation **NR-7**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 380

Abbildung E 8: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Nimes** (Referenzstation **NR-8**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 381

Abbildung E 9: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Tel Aviv** (Referenzstation **NR-9**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 382

Abbildung E 10: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Tortosa** (Referenzstation **NR-10/9**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 383

Abbildung E 11: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Bologna** (Referenzstation **NR-11/10**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 384

Abbildung E 12: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Gospic** (Referenzstation **NR-12/11**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 385

Abbildung E 13: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Chania** (Referenzstation **NR-13/12**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 386

Abbildung E 14: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Lastovo** (Referenzstation **NR-14/13**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 387

Abbildung E 15: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Jerusalem** (Referenzstation **NR-15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 388

Abbildung E 16: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Mantova** (Referenzstation **NR-16/14**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 389

Abbildung E 17: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Larissa** (Referenzstation **NR-17/15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 390

Abbildung E 18: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Alicante** (Referenzstation **NR-18/16**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 391

Abbildung E 19: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Methoni** (Referenzstation **NR-19**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 392

Abbildung E 20: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Soria** (Referenzstation **NR-20/17**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 393

Abbildung E 21: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Brindisi** (Referenzstation **NR-21H**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 394

Abbildung E 22: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Perpignan** (Referenzstation **NR-21W**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 395

Abbildung E 23: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Cagliari** (Referenzstation **NR-22/18**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder. 396

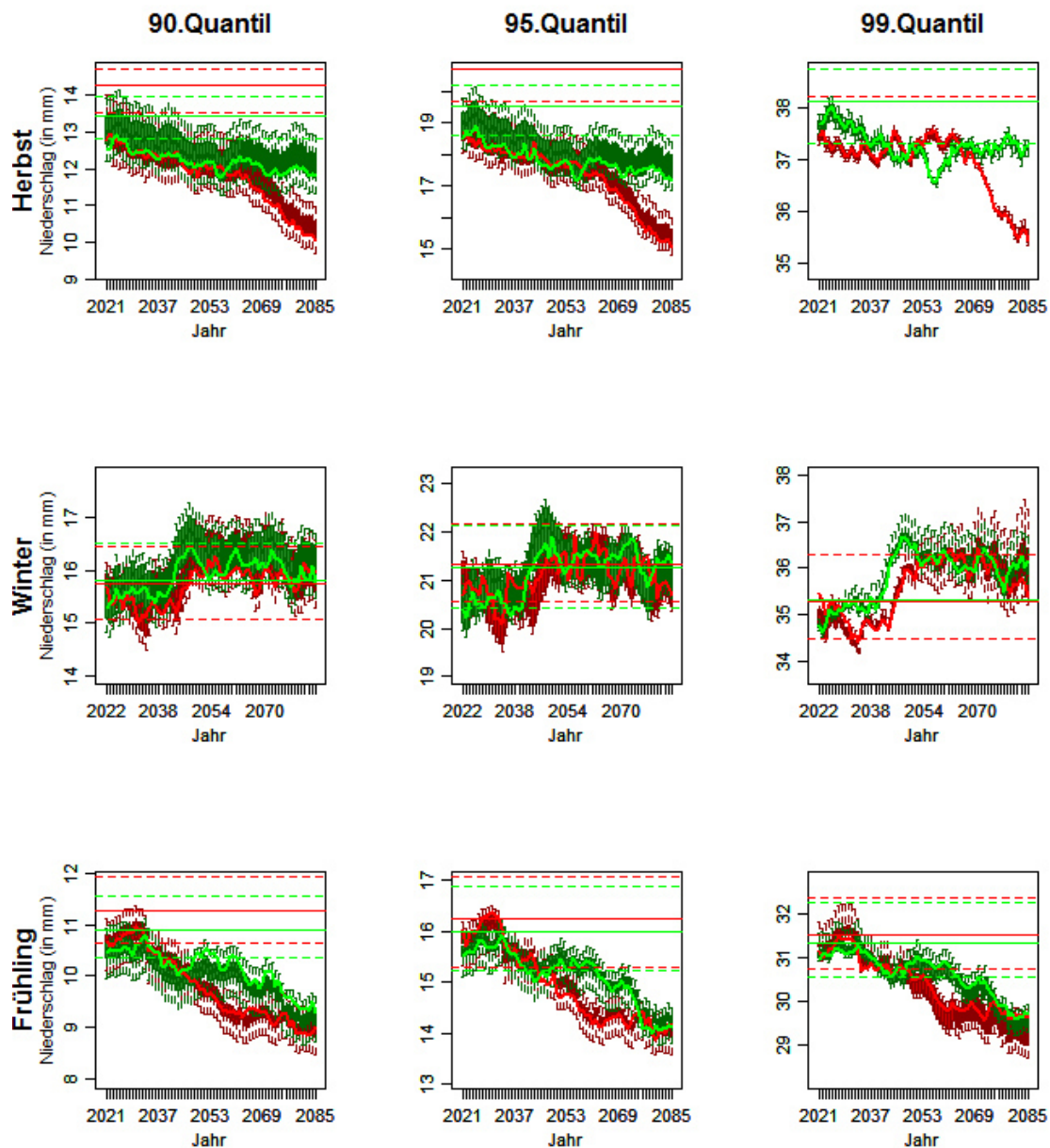


Abbildung E 1: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Barcelos** (Referenzstation **NR-1**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

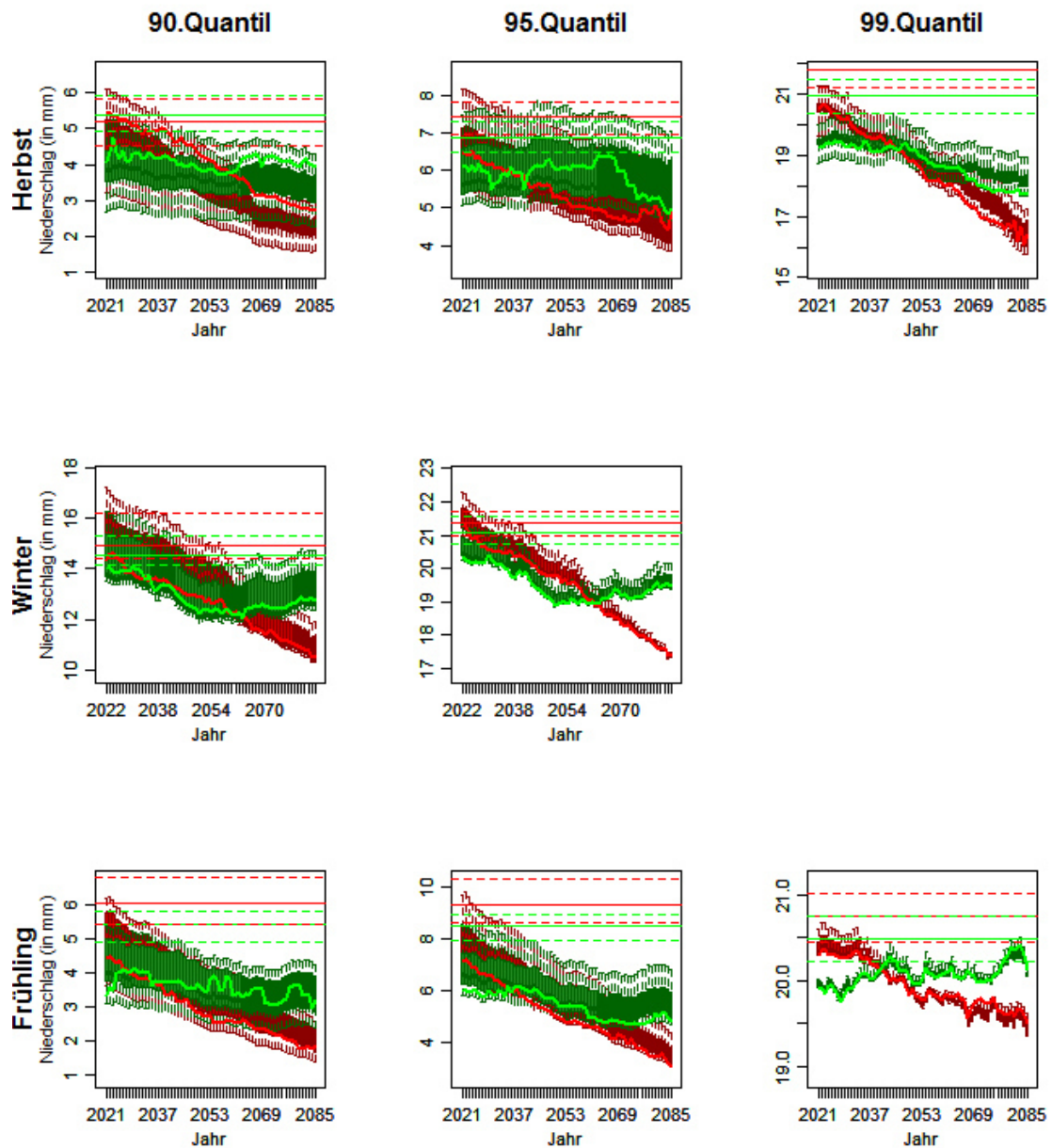


Abbildung E 2: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Safed** (Referenzstation **NR-2**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31-jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

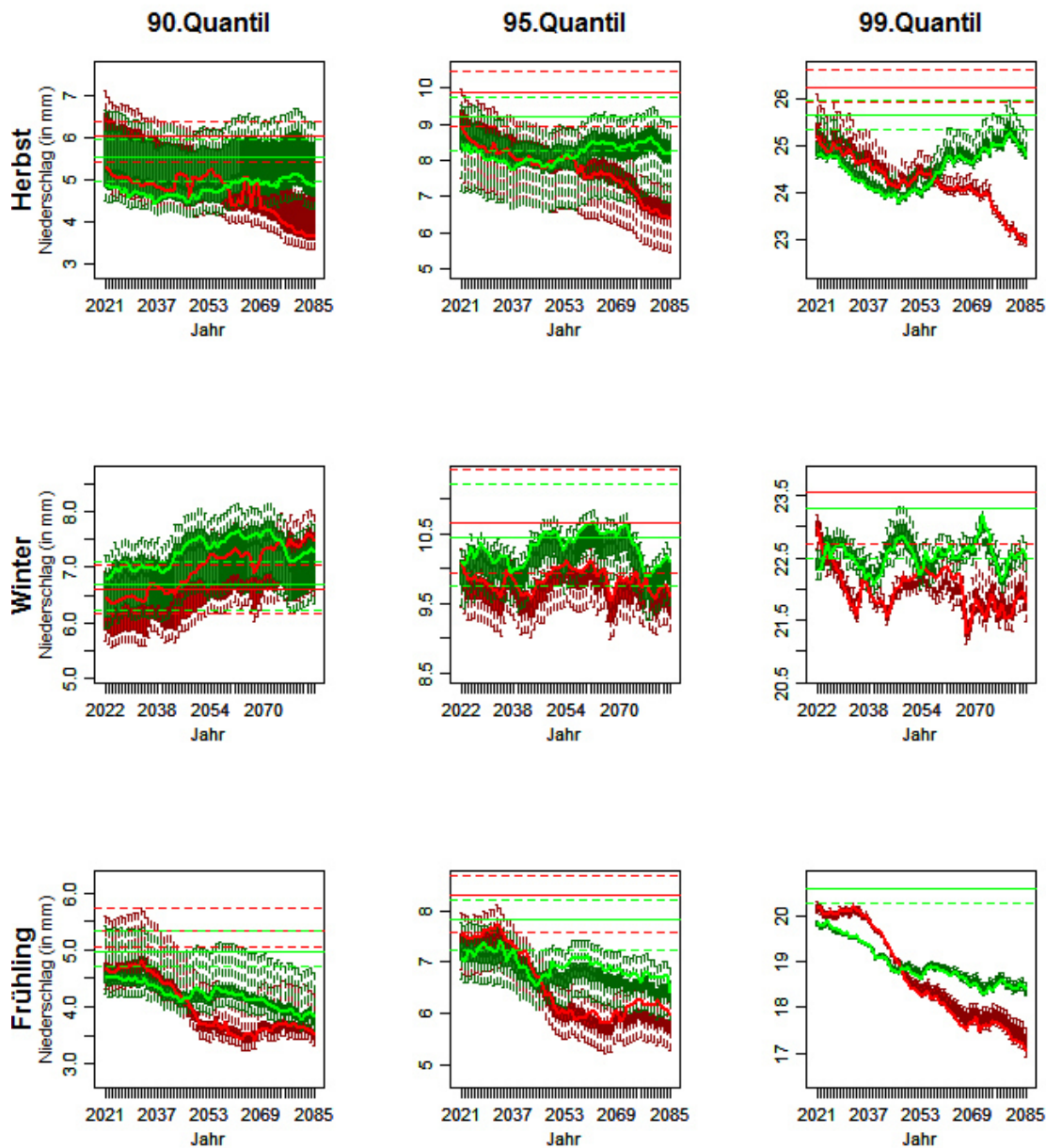


Abbildung E 3: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Sevilla** (Referenzstation **NR-3**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

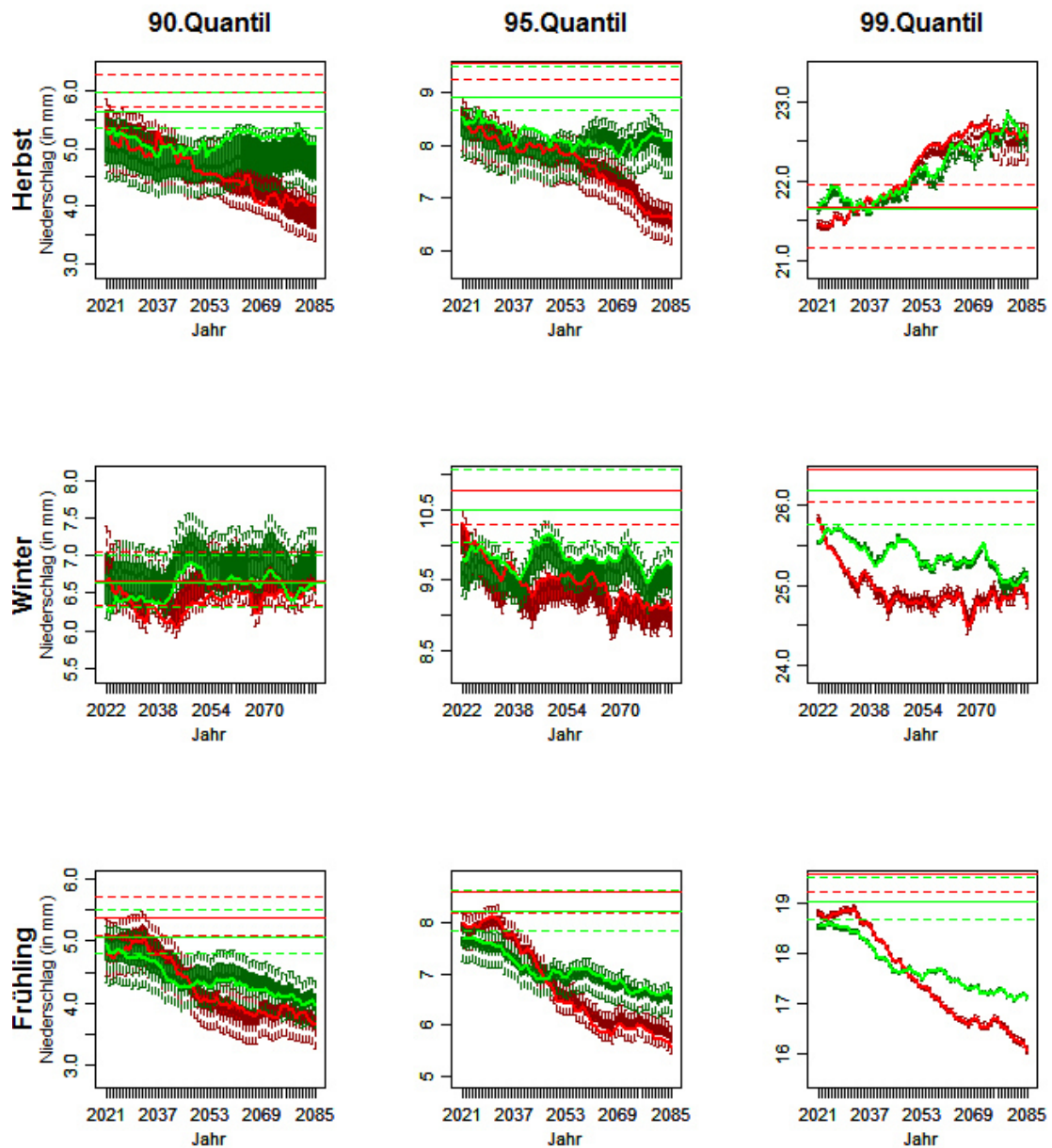


Abbildung E 4: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beja** (Referenzstation **NR-4**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

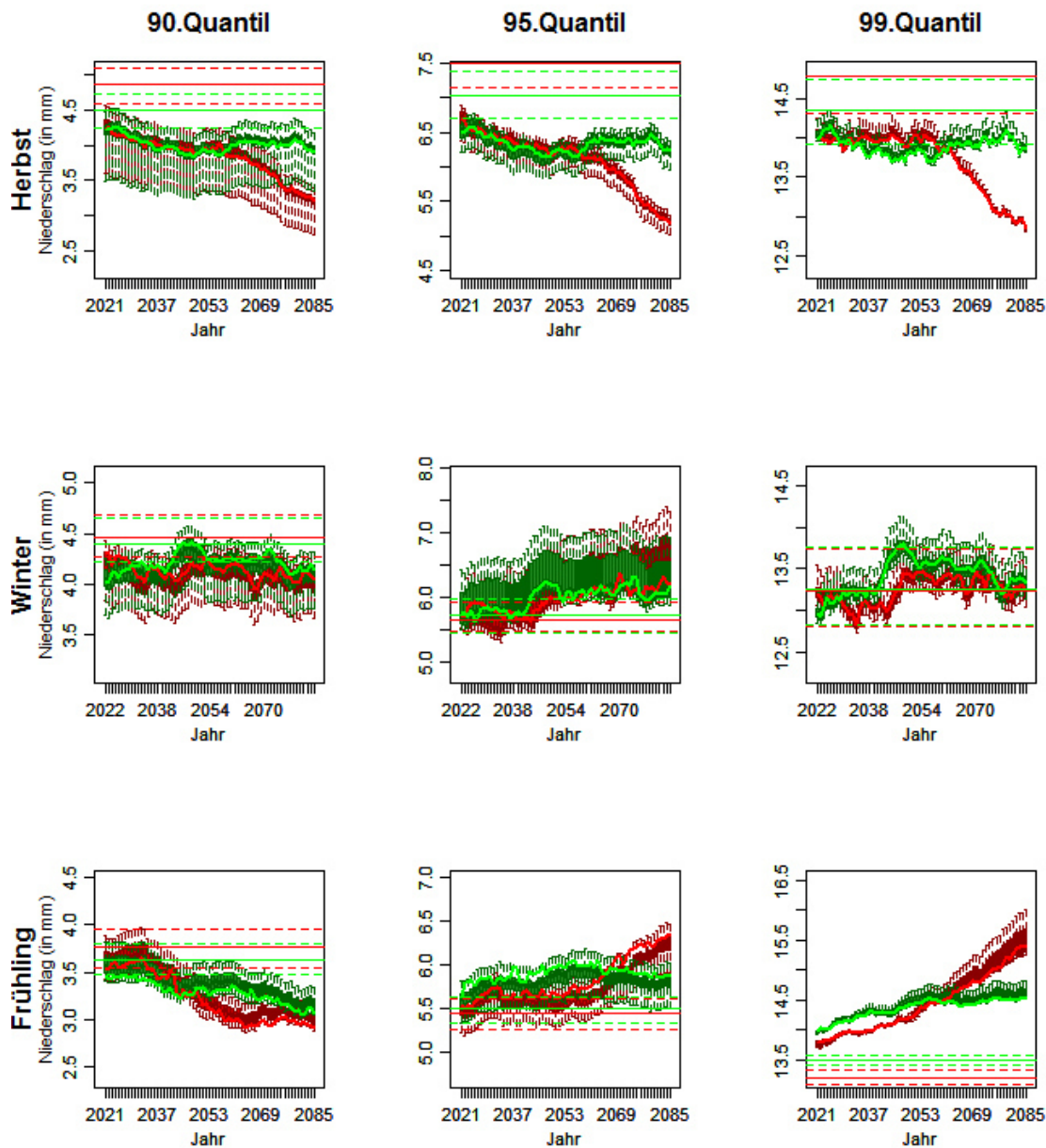


Abbildung E 5: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Valladolid** (Referenzstation **NR-5**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

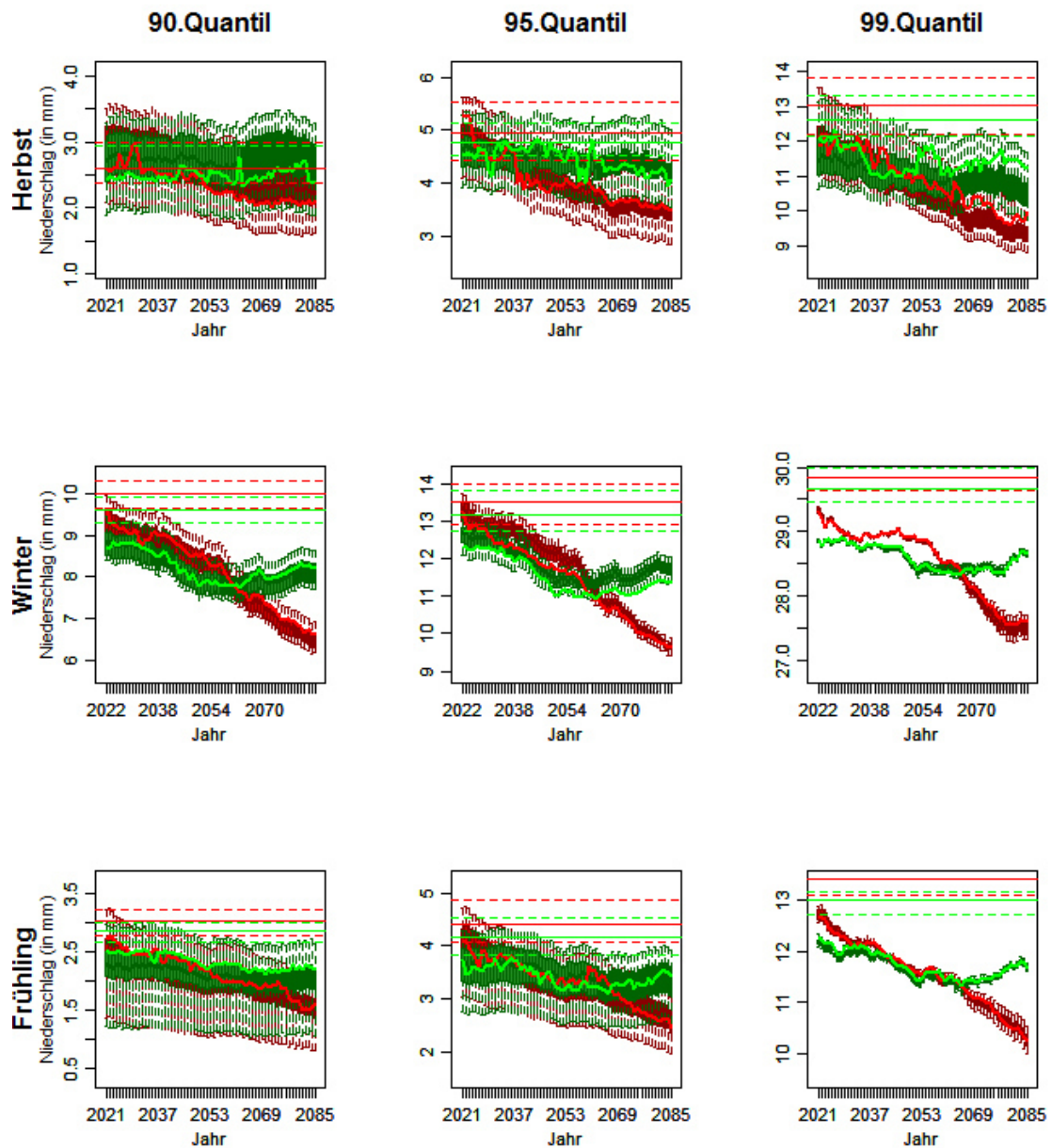


Abbildung E 6: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Limassol** (Referenzstation **NR-6**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31-jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des stationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

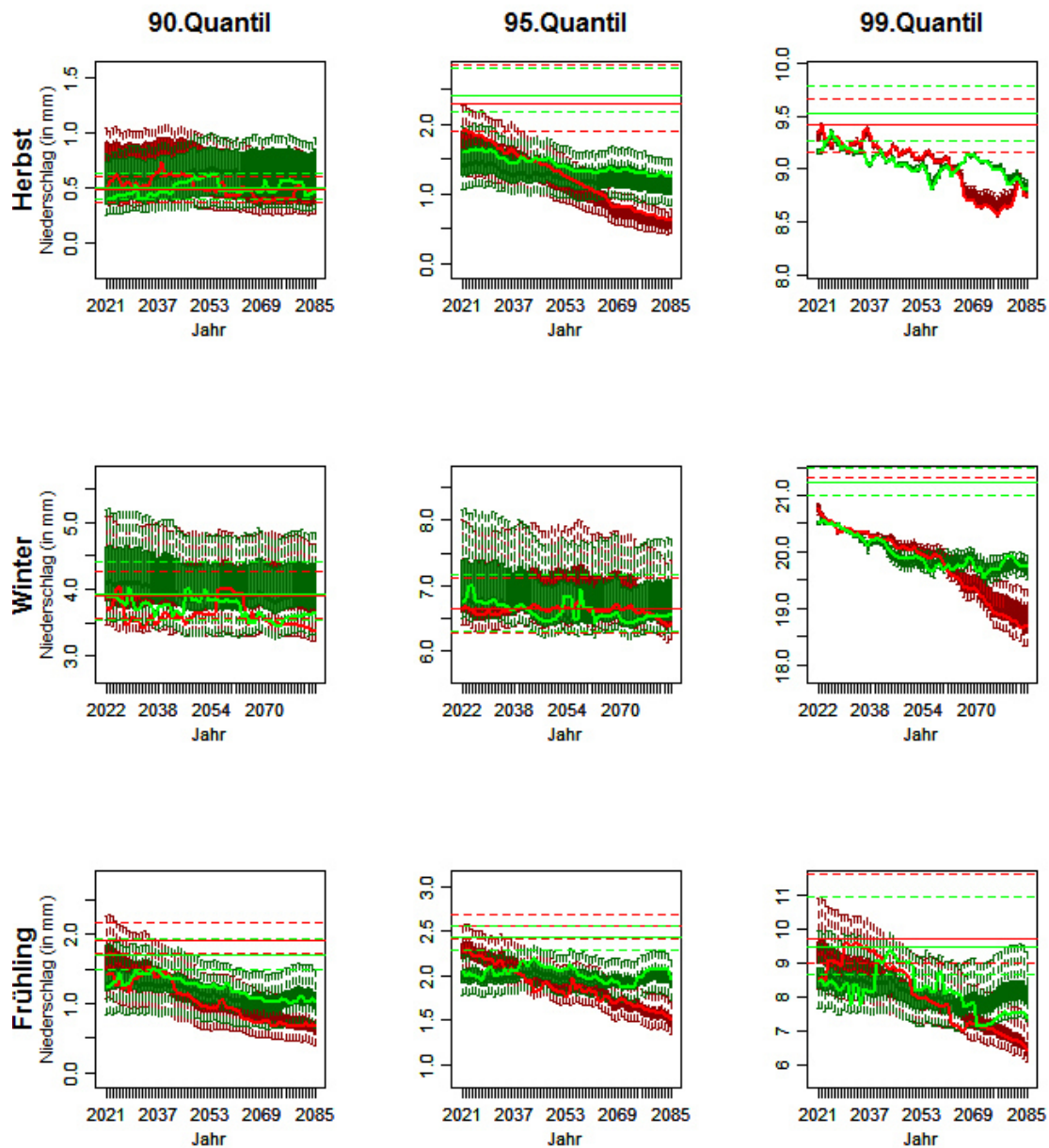


Abbildung E 7: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beer Sheva** (Referenzstation **NR-7**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

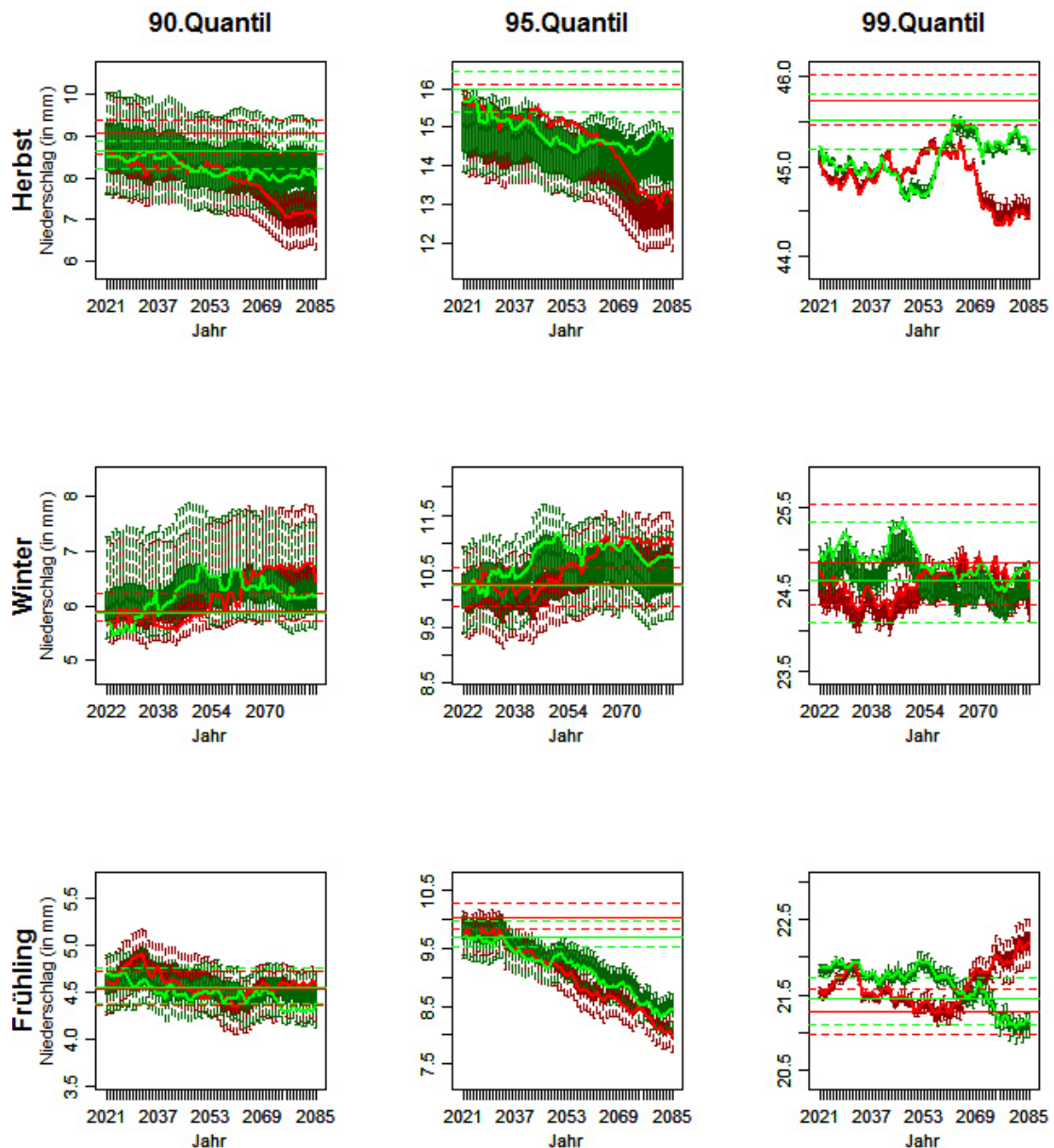


Abbildung E 8: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Nîmes** (Referenzstation **NR-8**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

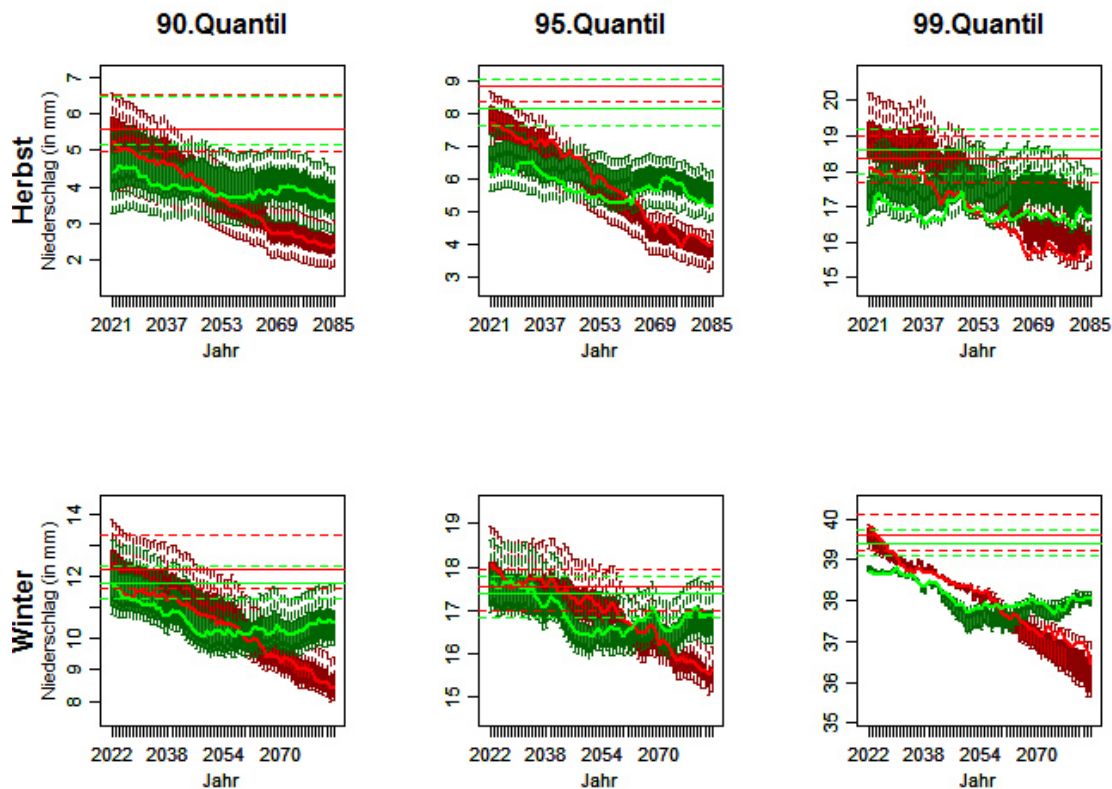


Abbildung E 9: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Tel Aviv** (Referenzstation **NR-9**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

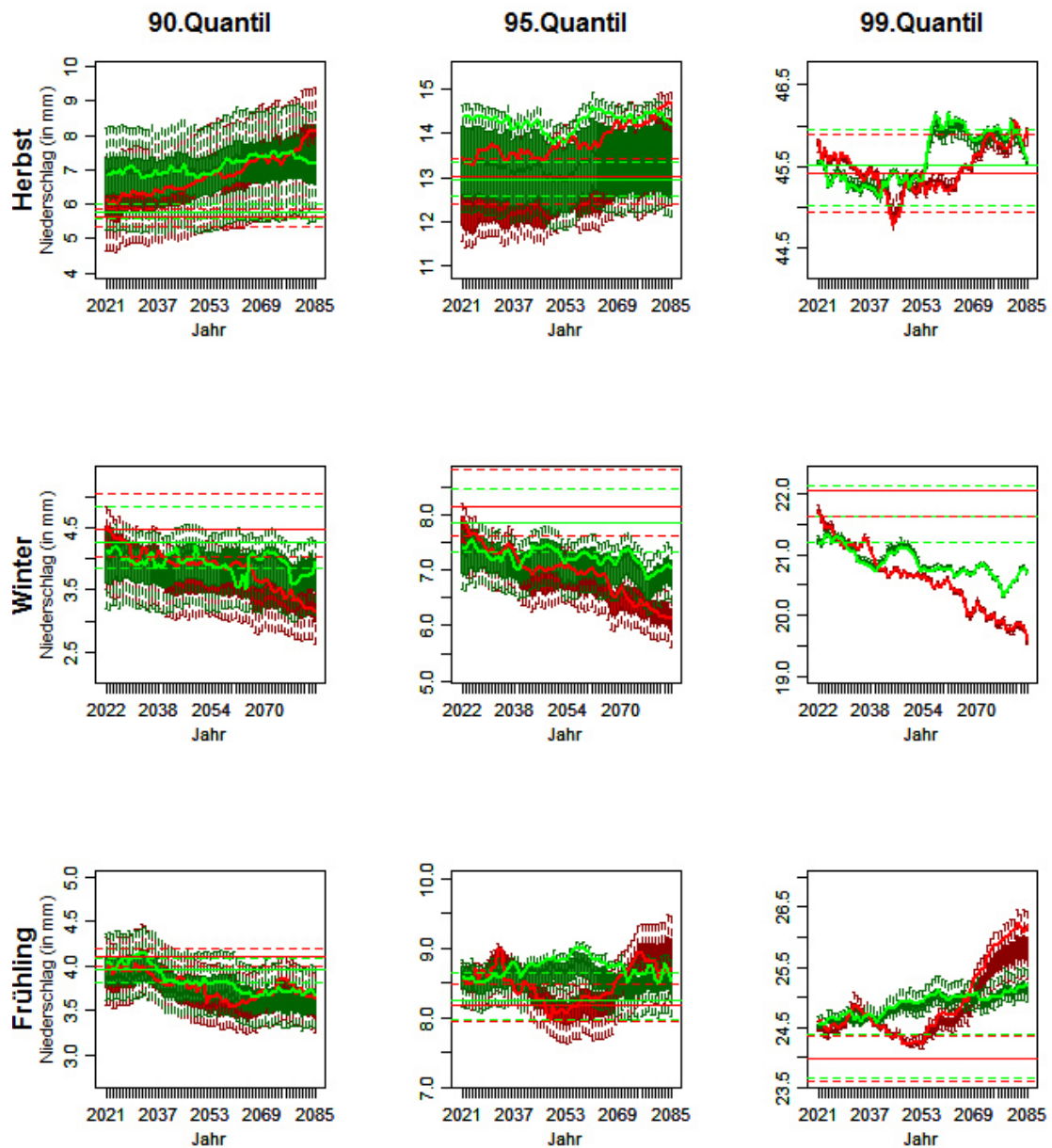


Abbildung E 10: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Tortosa** (Referenzstation **NR-10/9**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

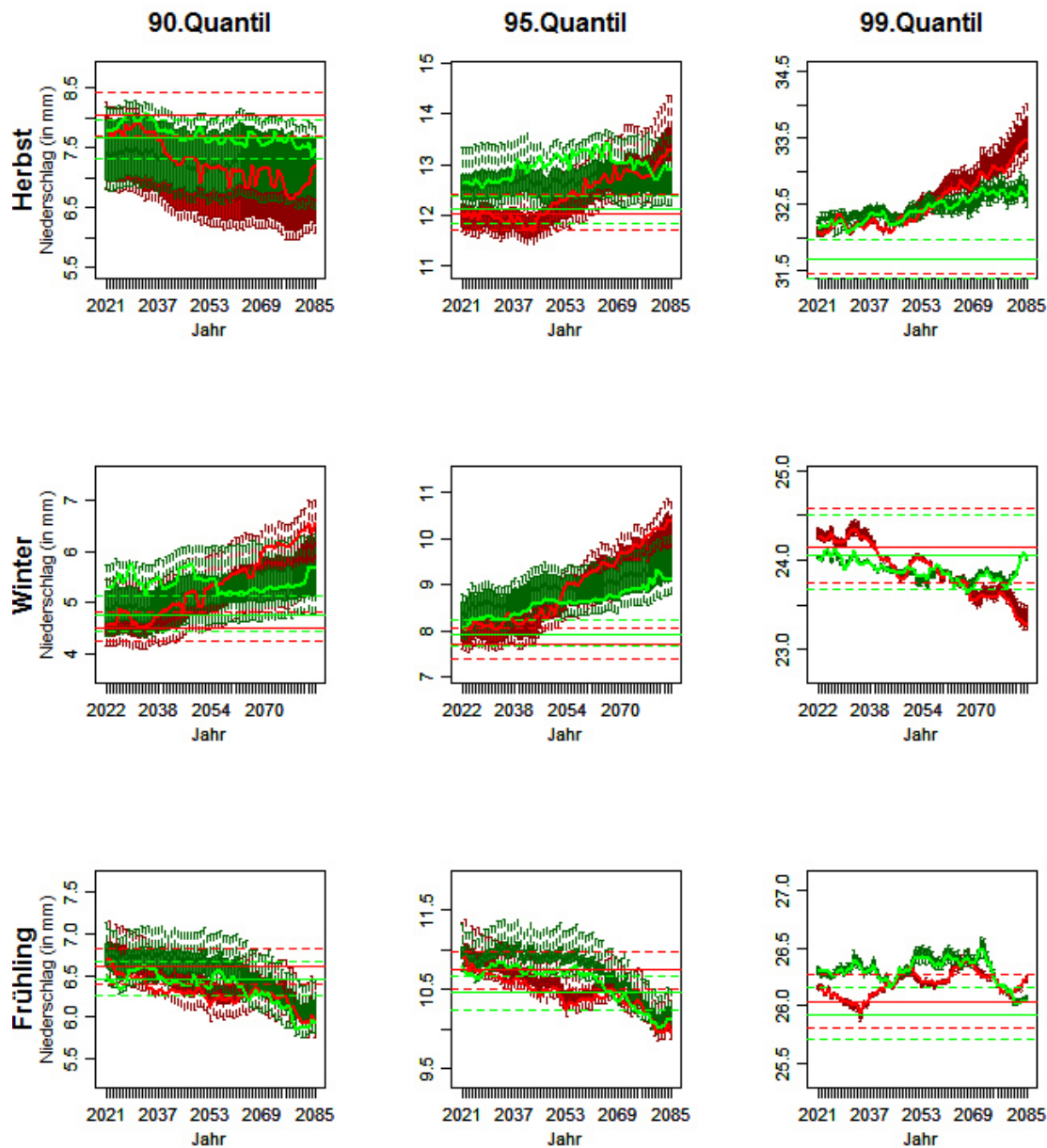


Abbildung E 11: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Bologna** (Referenzstation **NR-11/10**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31-jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

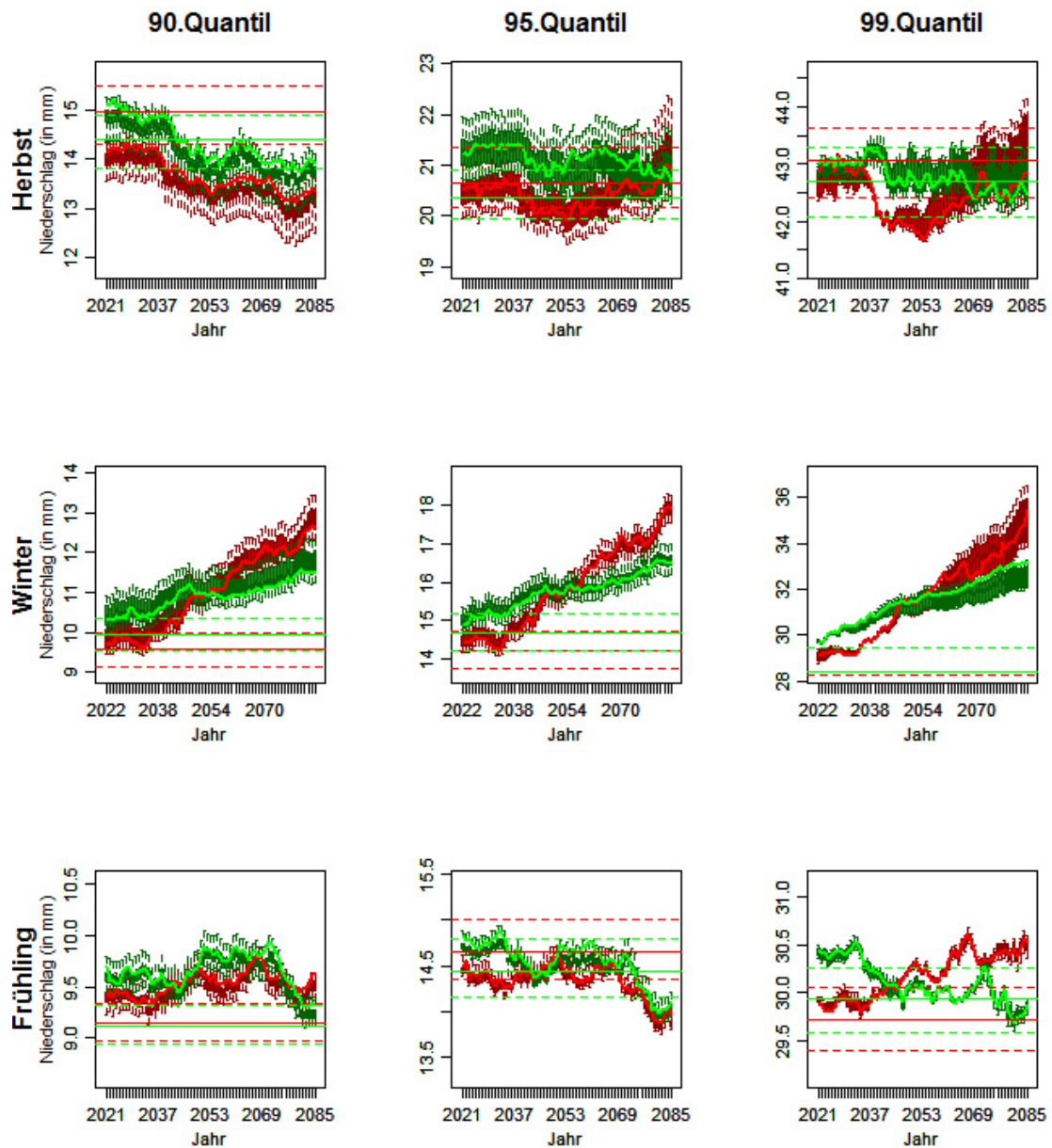
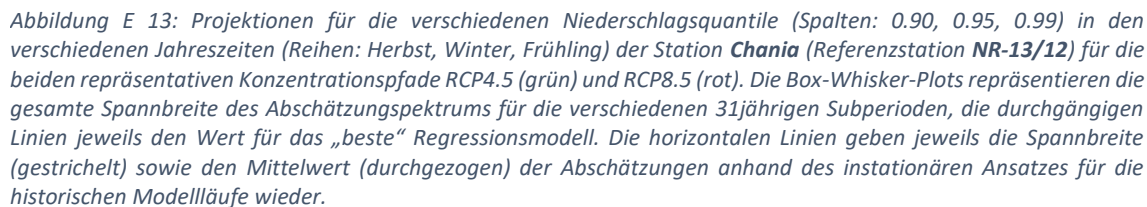


Abbildung E 12: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Gospic** (Referenzstation **NR-12/11**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.



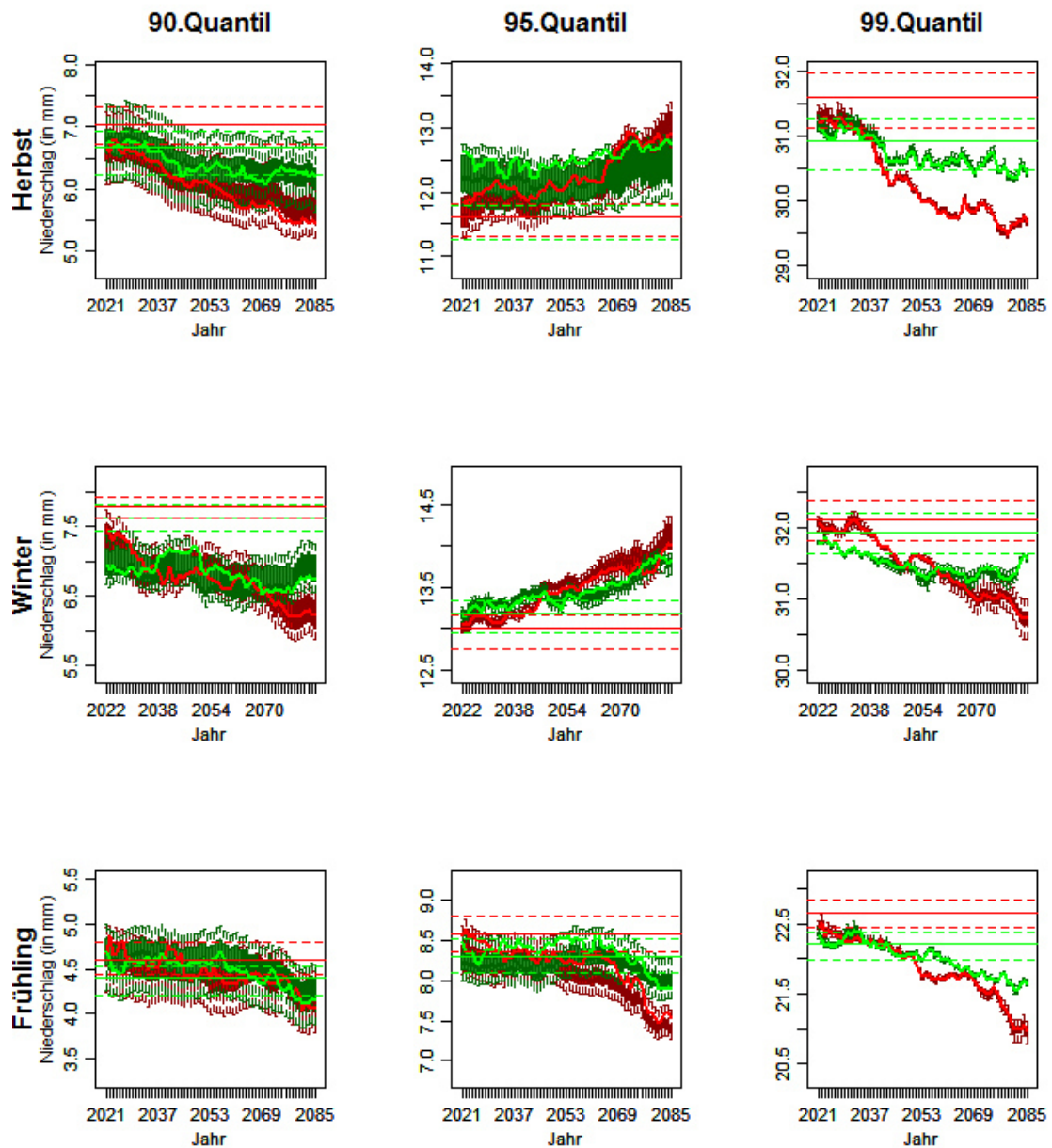


Abbildung E 14: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Lastovo** (Referenzstation **NR-14/13**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

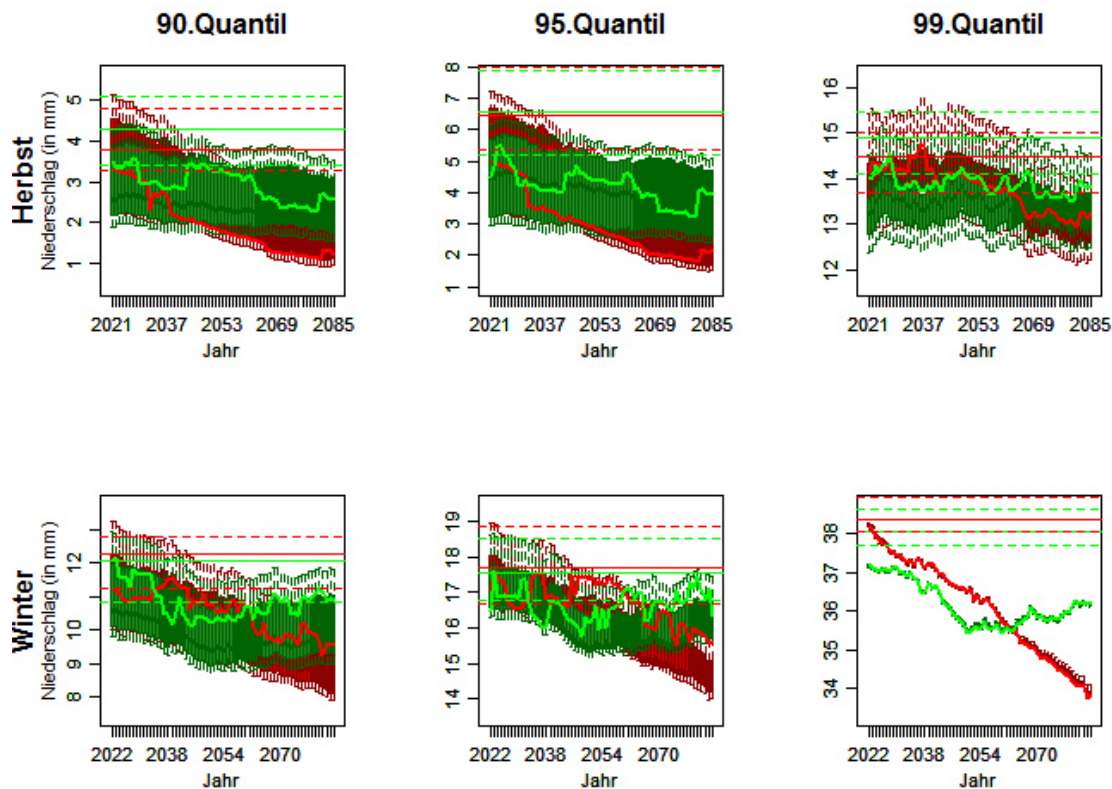


Abbildung E 15: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Jerusalem** (Referenzstation **NR-15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

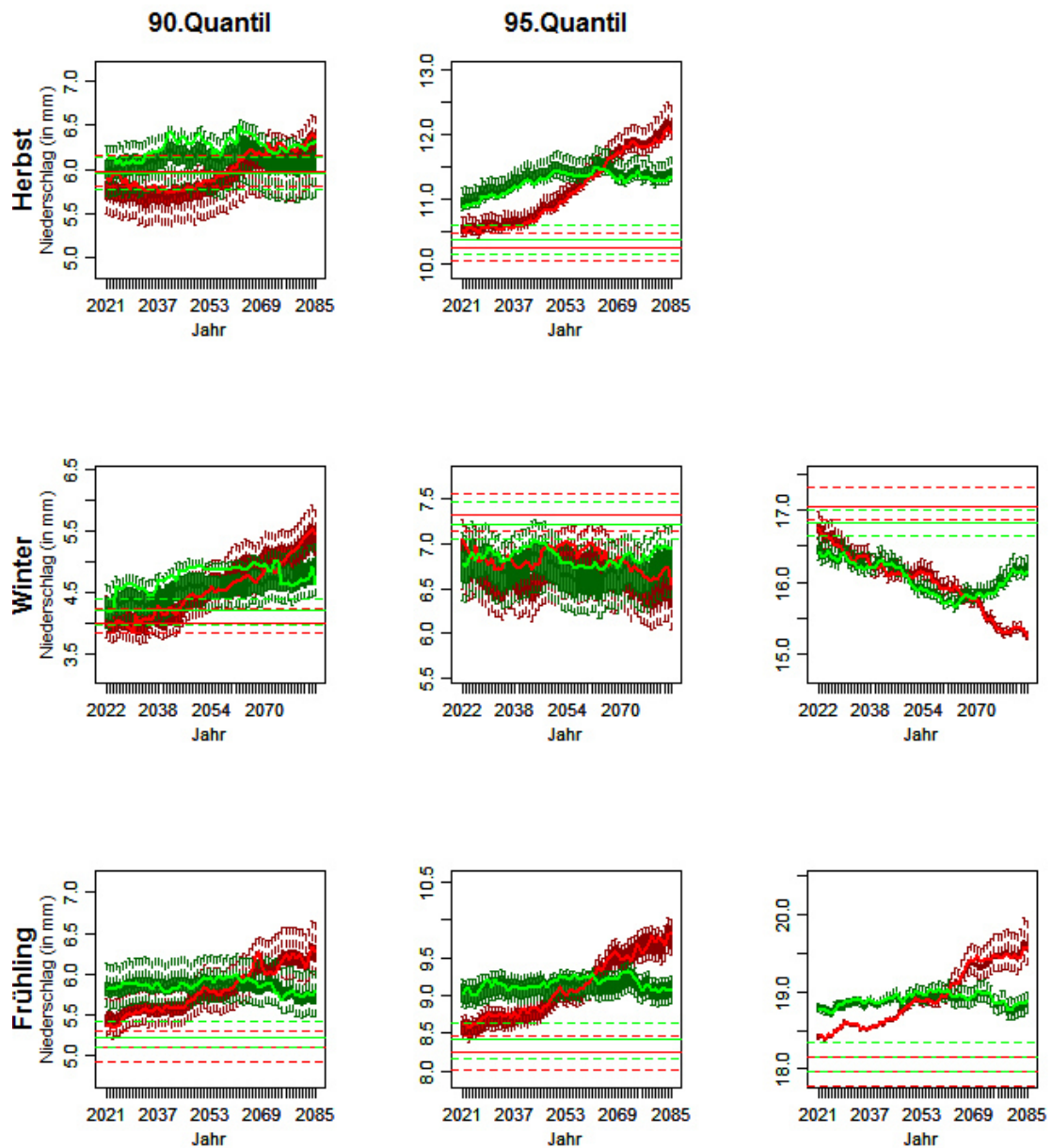


Abbildung E 16: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Mantova** (Referenzstation **NR-16/14**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

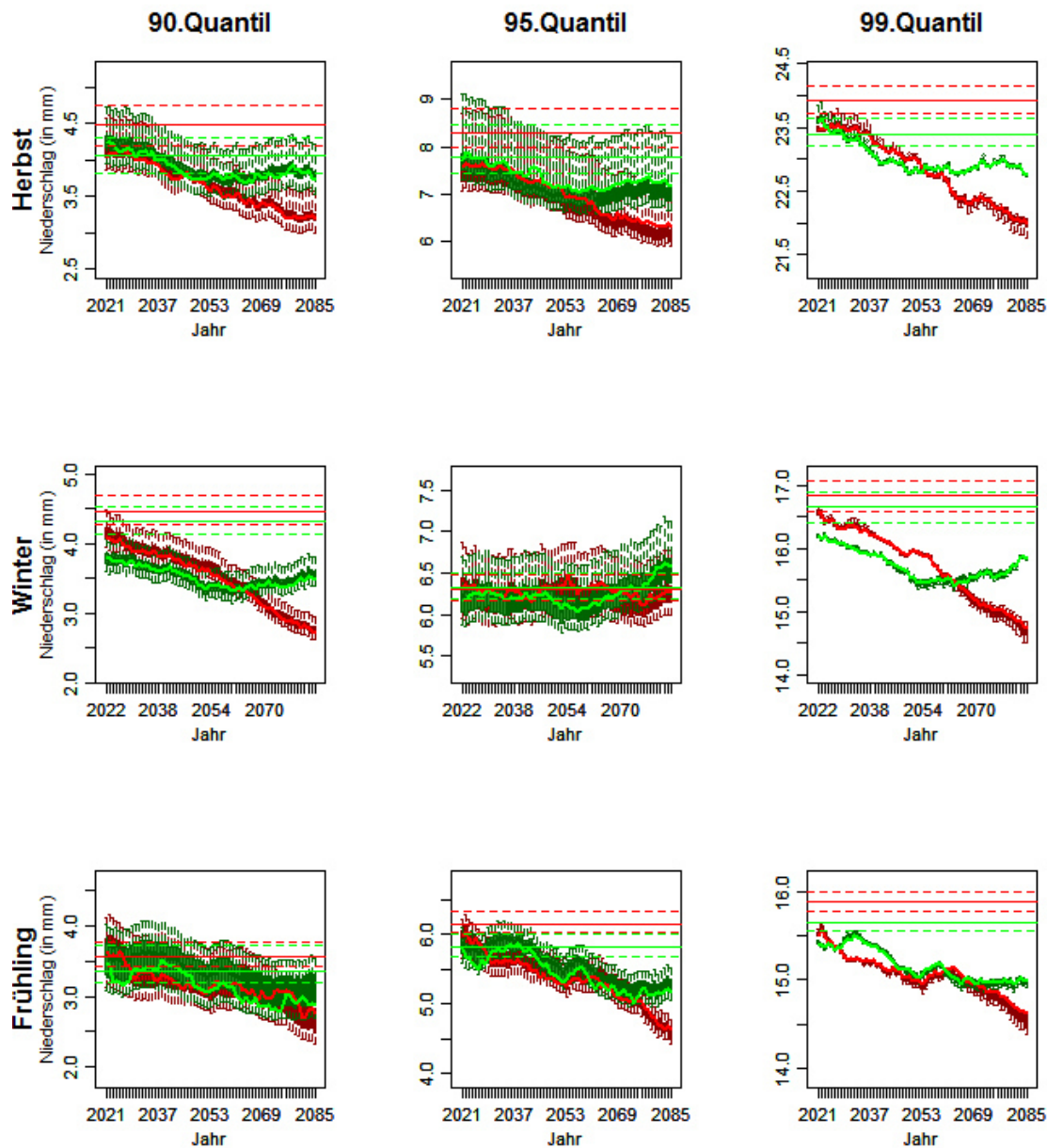


Abbildung E 17: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Larissa** (Referenzstation **NR-17/15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

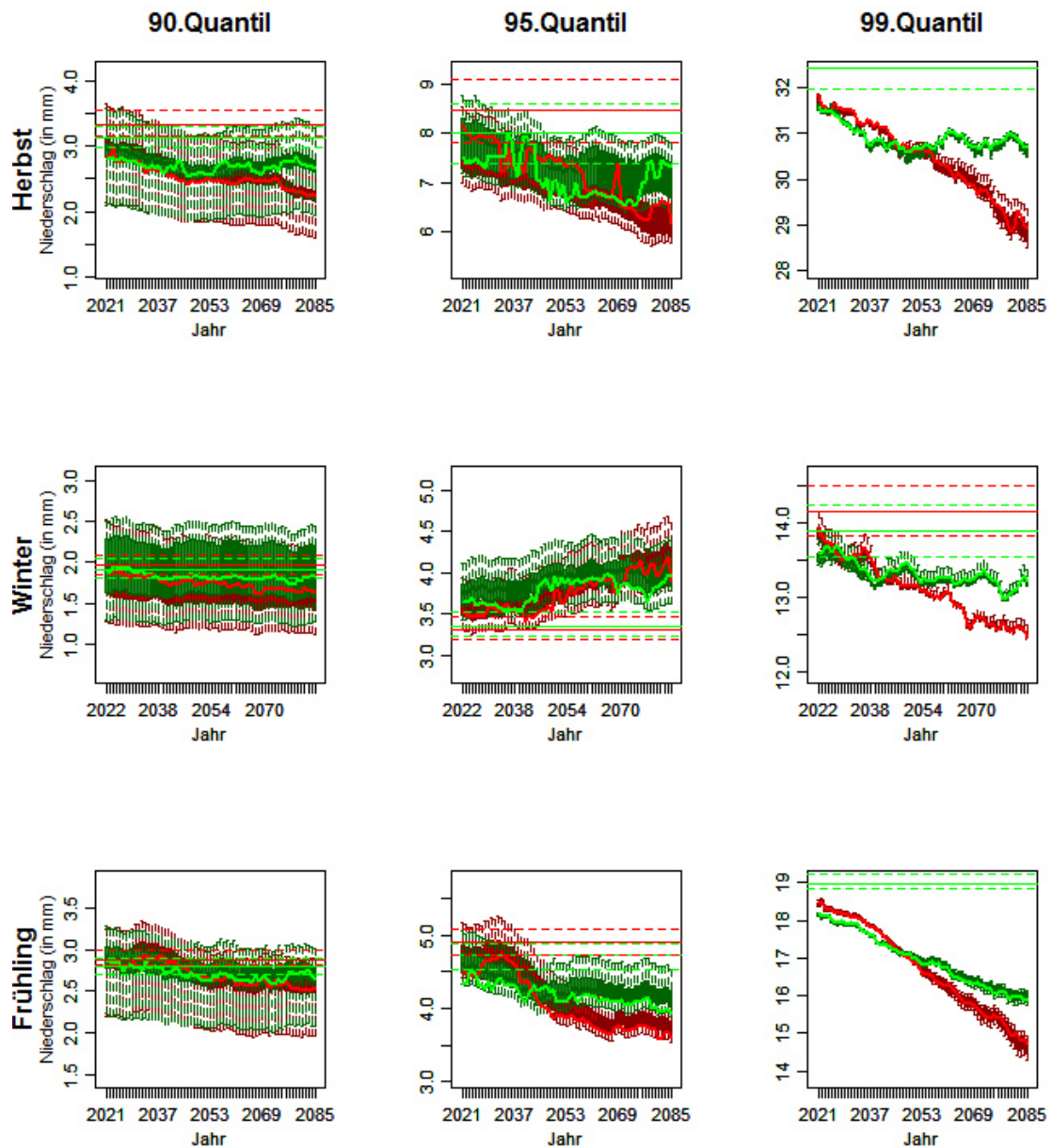


Abbildung E 18: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Alicante** (Referenzstation **NR-18/16**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

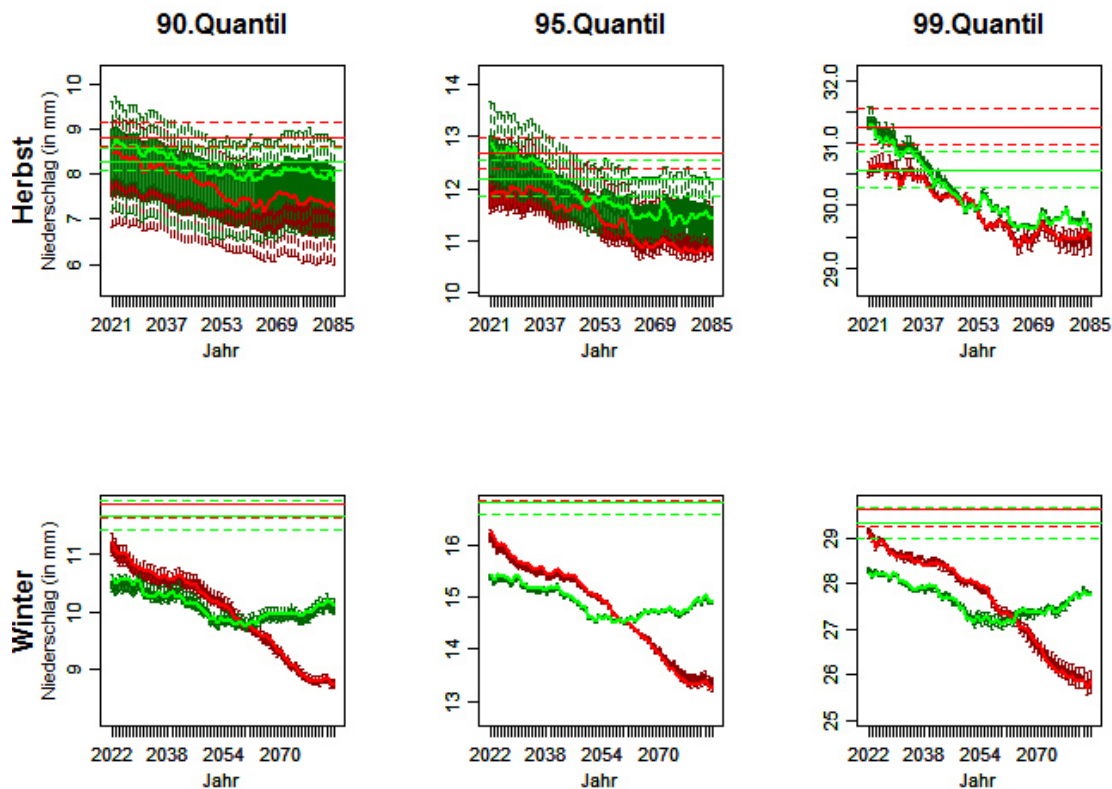


Abbildung E 19: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Methoni** (Referenzstation **NR-19**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

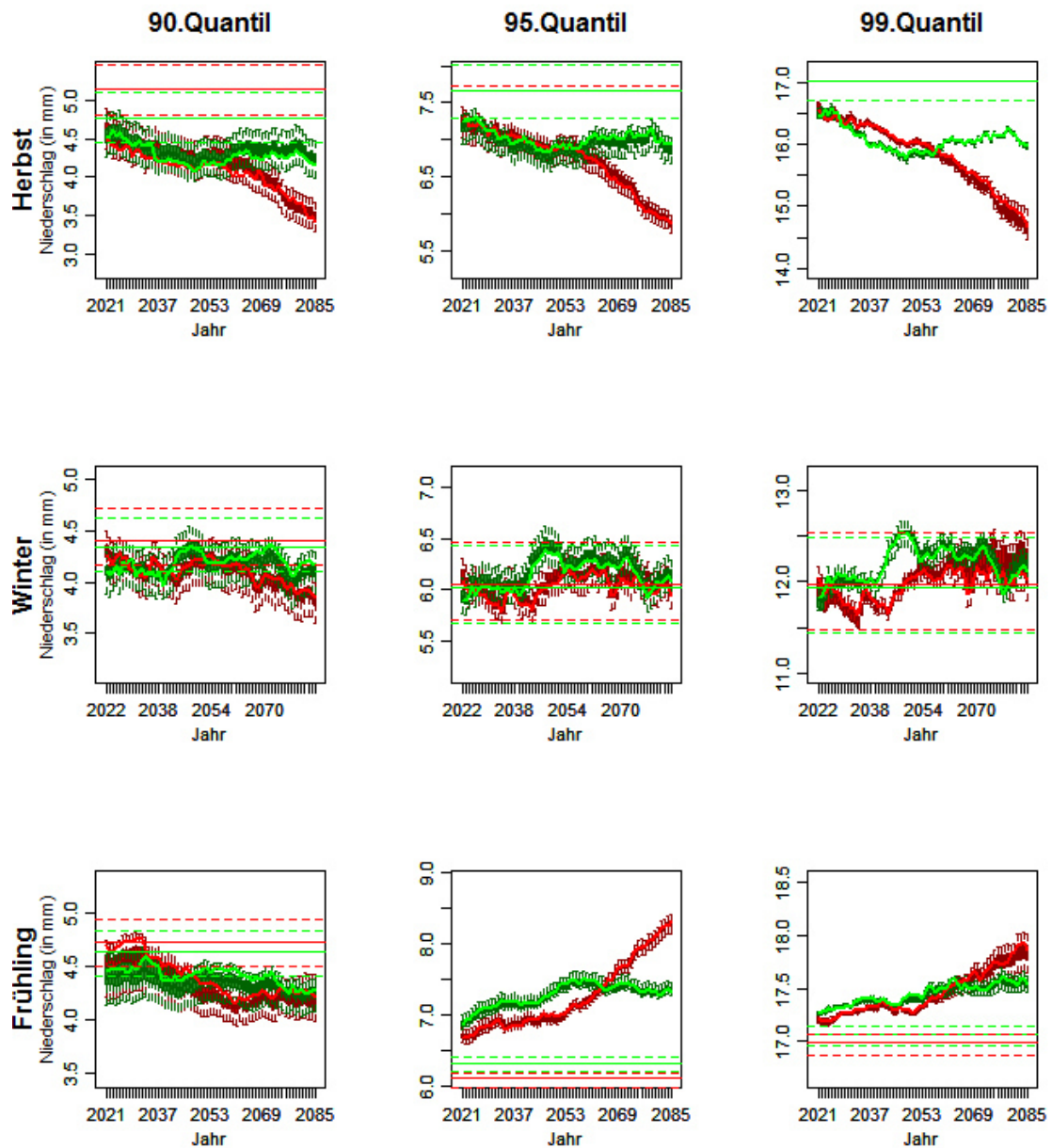


Abbildung E 20: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Soria** (Referenzstation **NR-20/17**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannbreite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

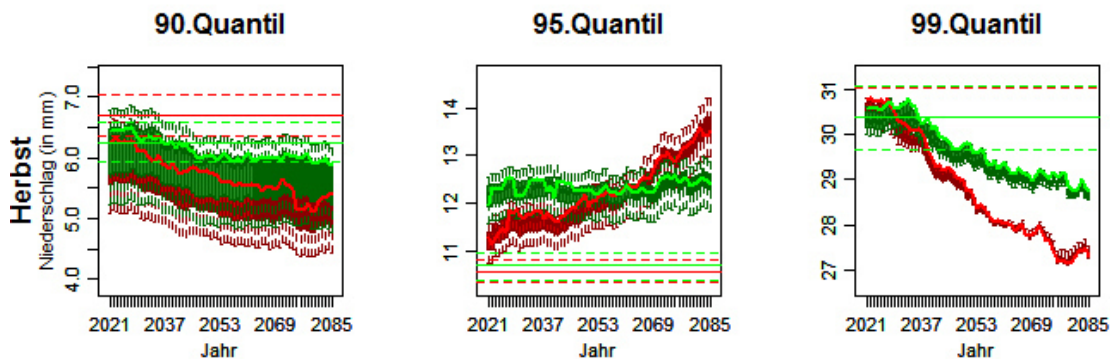


Abbildung E 21: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Brindisi** (Referenzstation **NR-21H**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

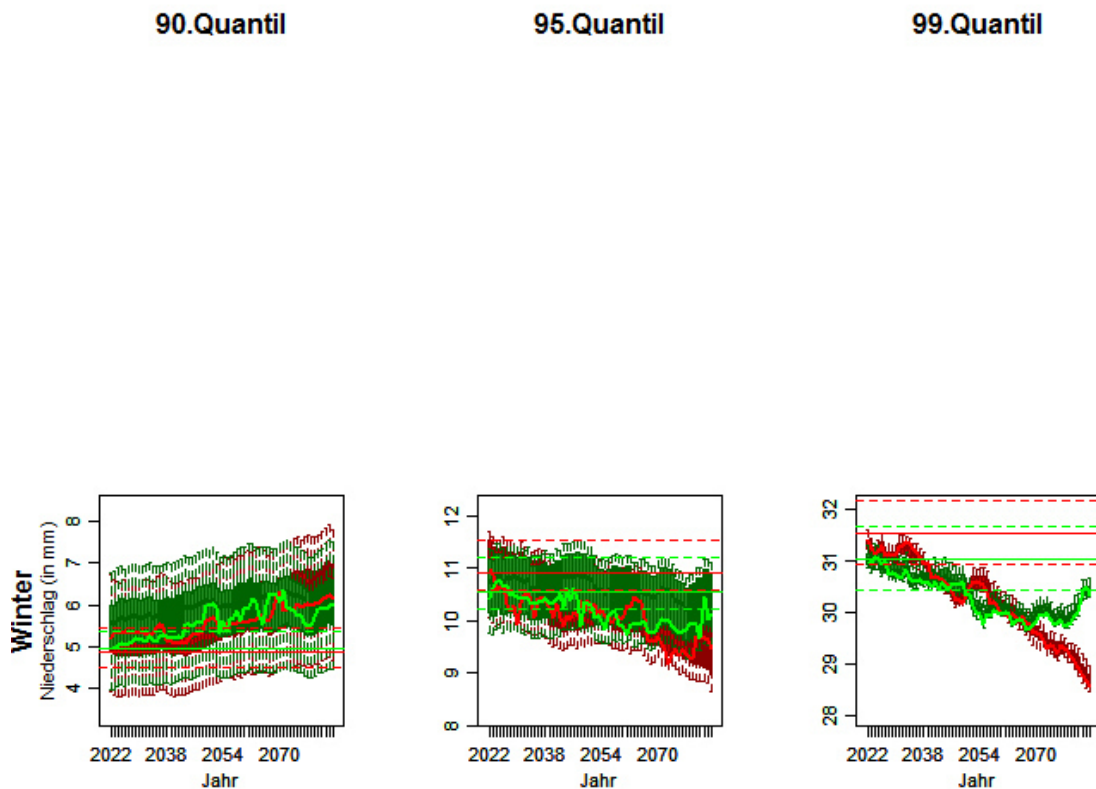


Abbildung E 22: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Perpignan** (Referenzstation **NR-21W**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

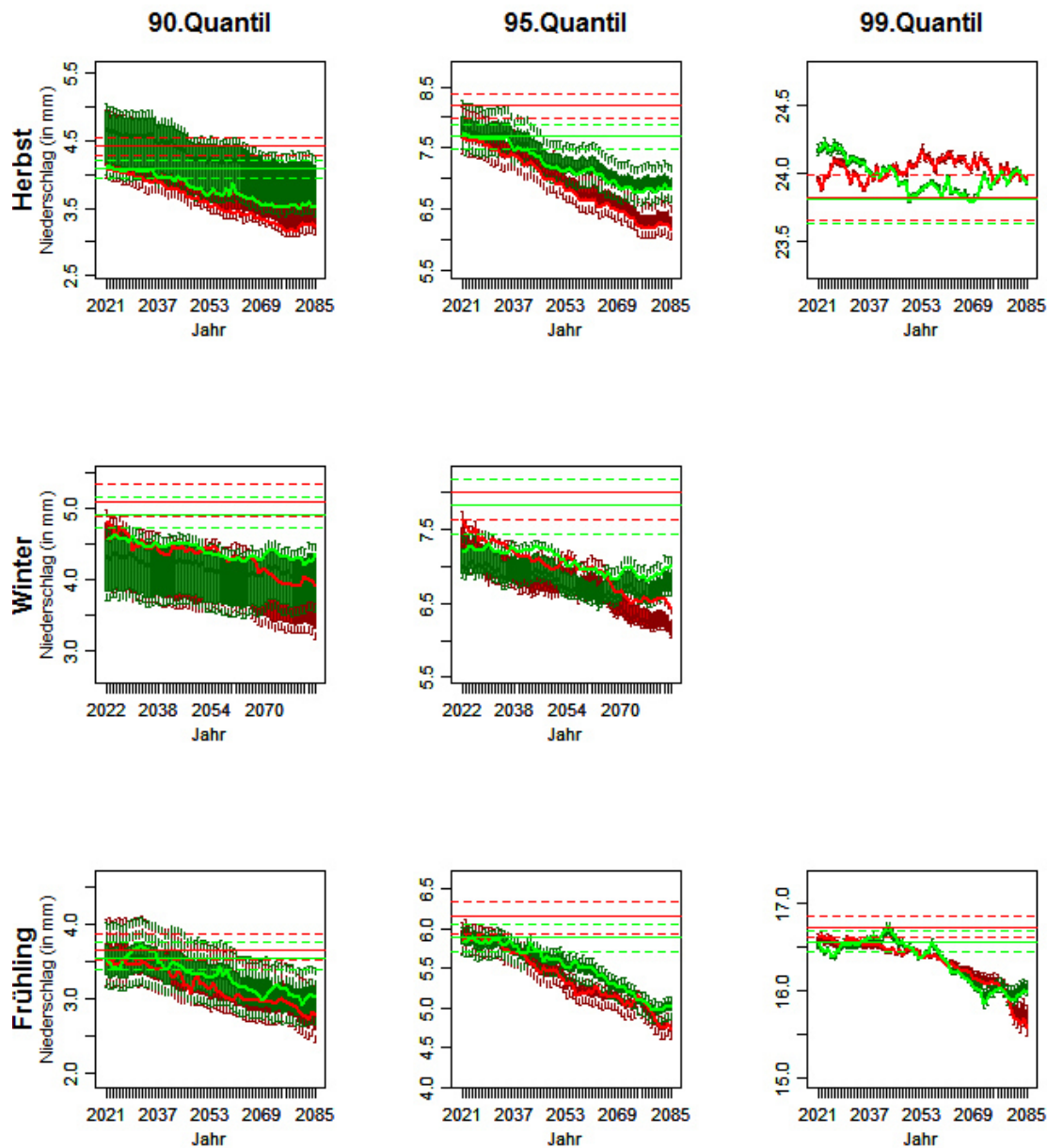


Abbildung E 23: Projektionen für die verschiedenen Niederschlagsquantile (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Cagliari** (Referenzstation **NR-22/18**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. Die horizontalen Linien geben jeweils die Spannweite (gestrichelt) sowie den Mittelwert (durchgezogen) der Abschätzungen anhand des instationären Ansatzes für die historischen Modellläufe wieder.

Anhang F

Abbildung F 1: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Barcelos** (Referenzstation **NR-1**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 401

Abbildung F 2: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Safed** (Referenzstation **NR-2**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 402

Abbildung F 3: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Sevilla** (Referenzstation **NR-3**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 403

Abbildung F 4: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beja** (Referenzstation **NR-4**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 404

Abbildung F 5: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Valladolid** (Referenzstation **NR-5**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 405

Abbildung F 6: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Limassol** (Referenzstation **NR-6**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 406

Abbildung F 7: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Beer Sheva (Referenzstation NR-7) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	407
Abbildung F 8: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Nimes (Referenzstation NR-8) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	408
Abbildung F 9: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Tel Aviv (Referenzstation NR-9) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	409
Abbildung F 10: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Tortosa (Referenzstation NR-10/9) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	410
Abbildung F 11: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Bologna (Referenzstation NR-11/10) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	411
Abbildung F 12: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Gospic (Referenzstation NR-12/11) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	412

Abbildung F 13: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Chania (Referenzstation NR-13/12) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	413
Abbildung F 14: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Lastovo (Referenzstation NR-14/13) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	414
Abbildung F 15: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Jerusalem (Referenzstation NR-15) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	415
Abbildung F 16: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Mantova (Referenzstation NR-16/14) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	416
Abbildung F 17: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Larissa (Referenzstation NR-17/15) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	417
Abbildung F 18: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Alicante (Referenzstation NR-18/16) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	418

Abbildung F 19: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Methoni (Referenzstation NR-19) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	419
Abbildung F 20: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Soria (Referenzstation NR-20/17) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	420
Abbildung F 21: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Brindisi (Referenzstation NR-21H) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	421
Abbildung F 22: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Perpignan (Referenzstation NR-21W) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	422
Abbildung F 23: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Cagliari (Referenzstation NR-22/18) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	423

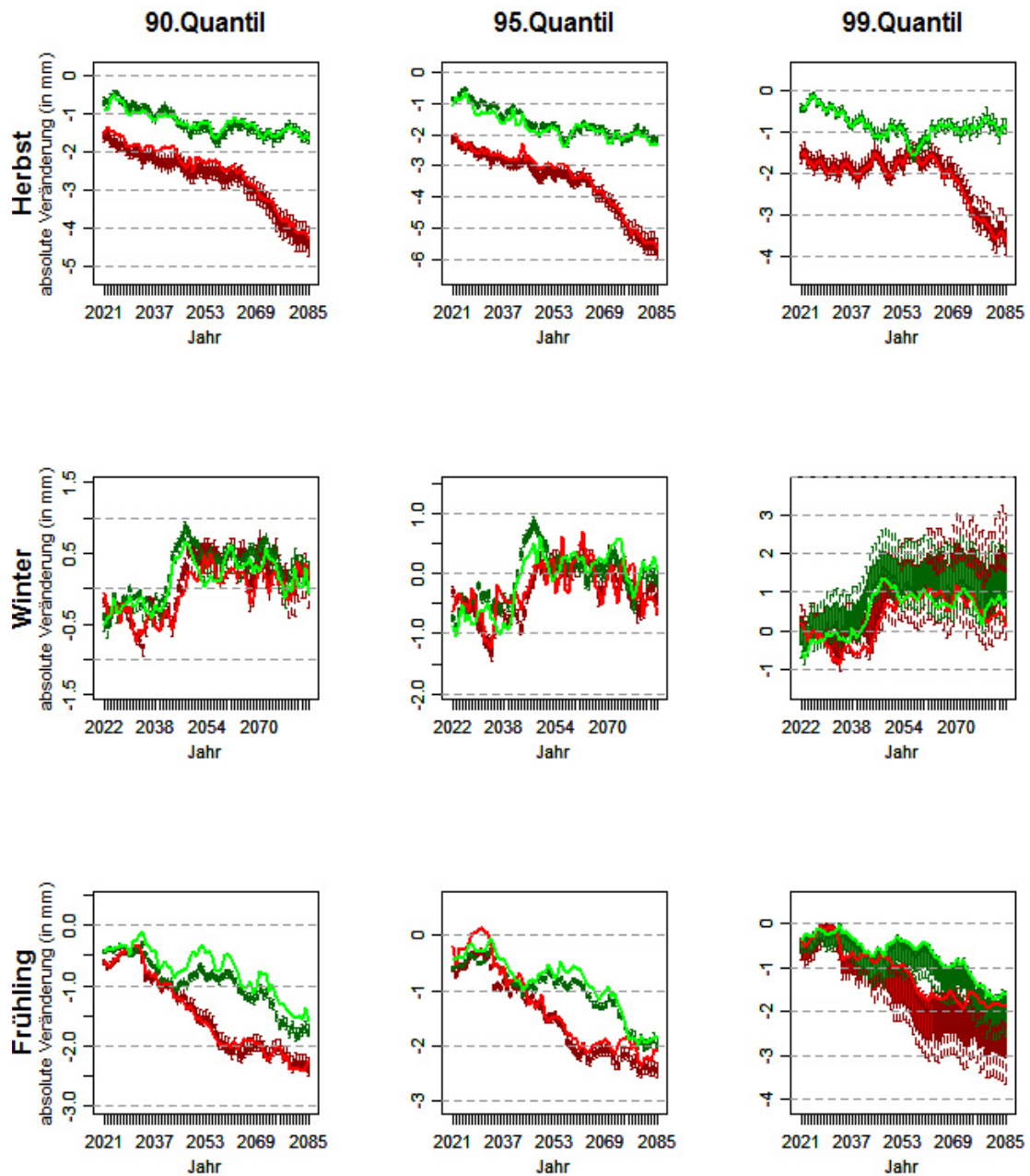


Abbildung F 1: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Barcelos** (Referenzstation **NR-1**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

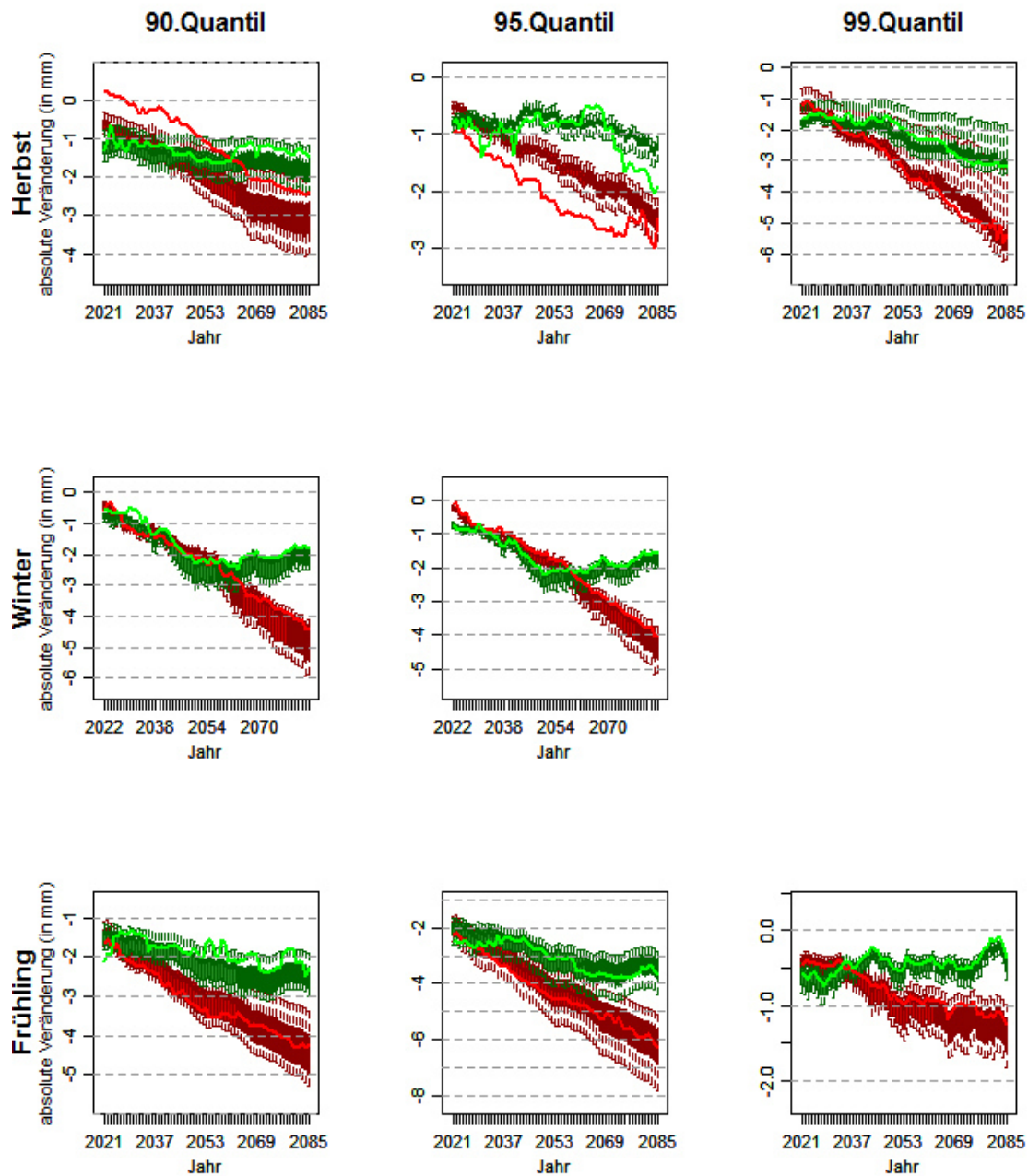


Abbildung F 2: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Safed** (Referenzstation **NR-2**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

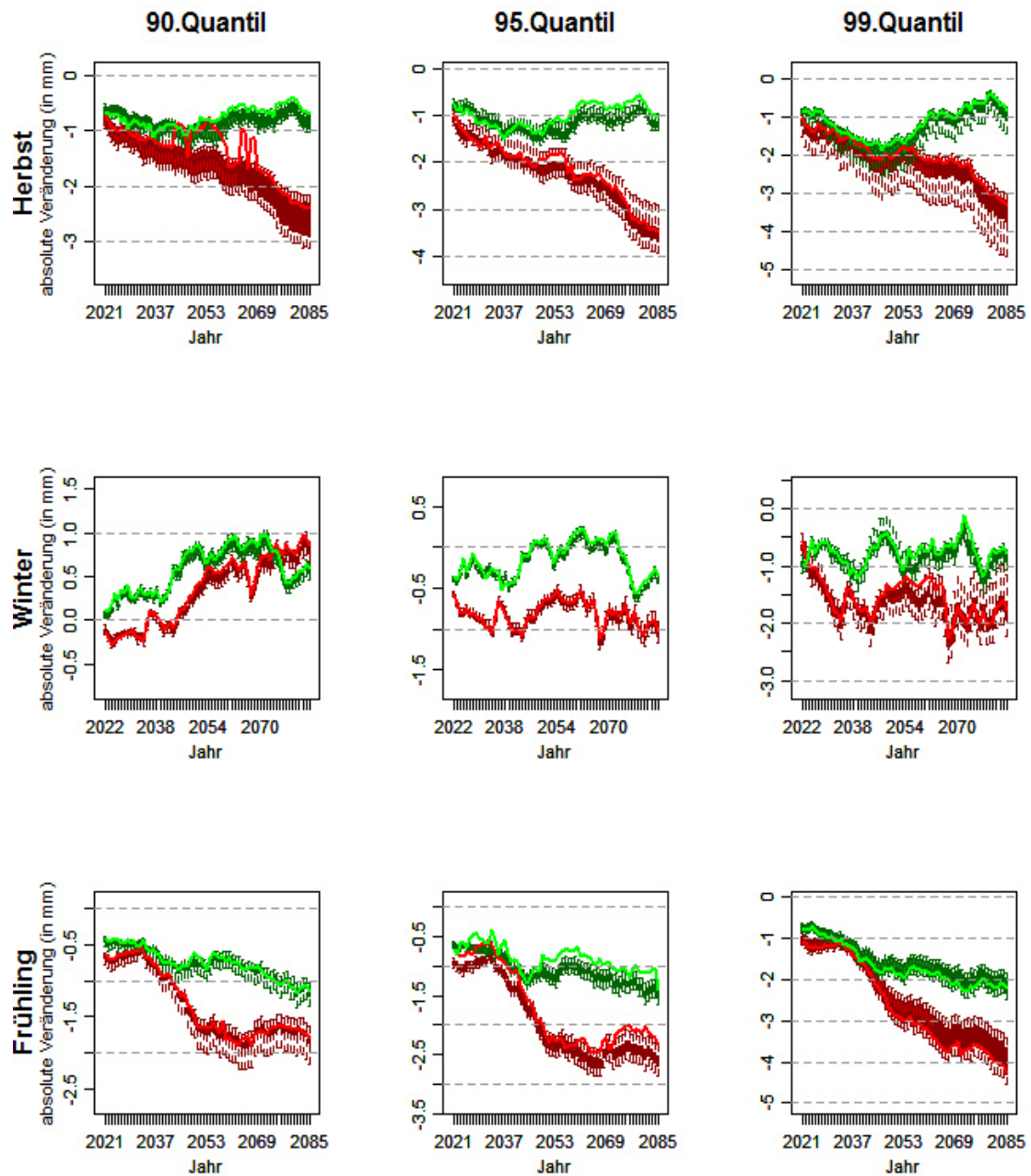


Abbildung F 3: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Sevilla** (Referenzstation **NR-3**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

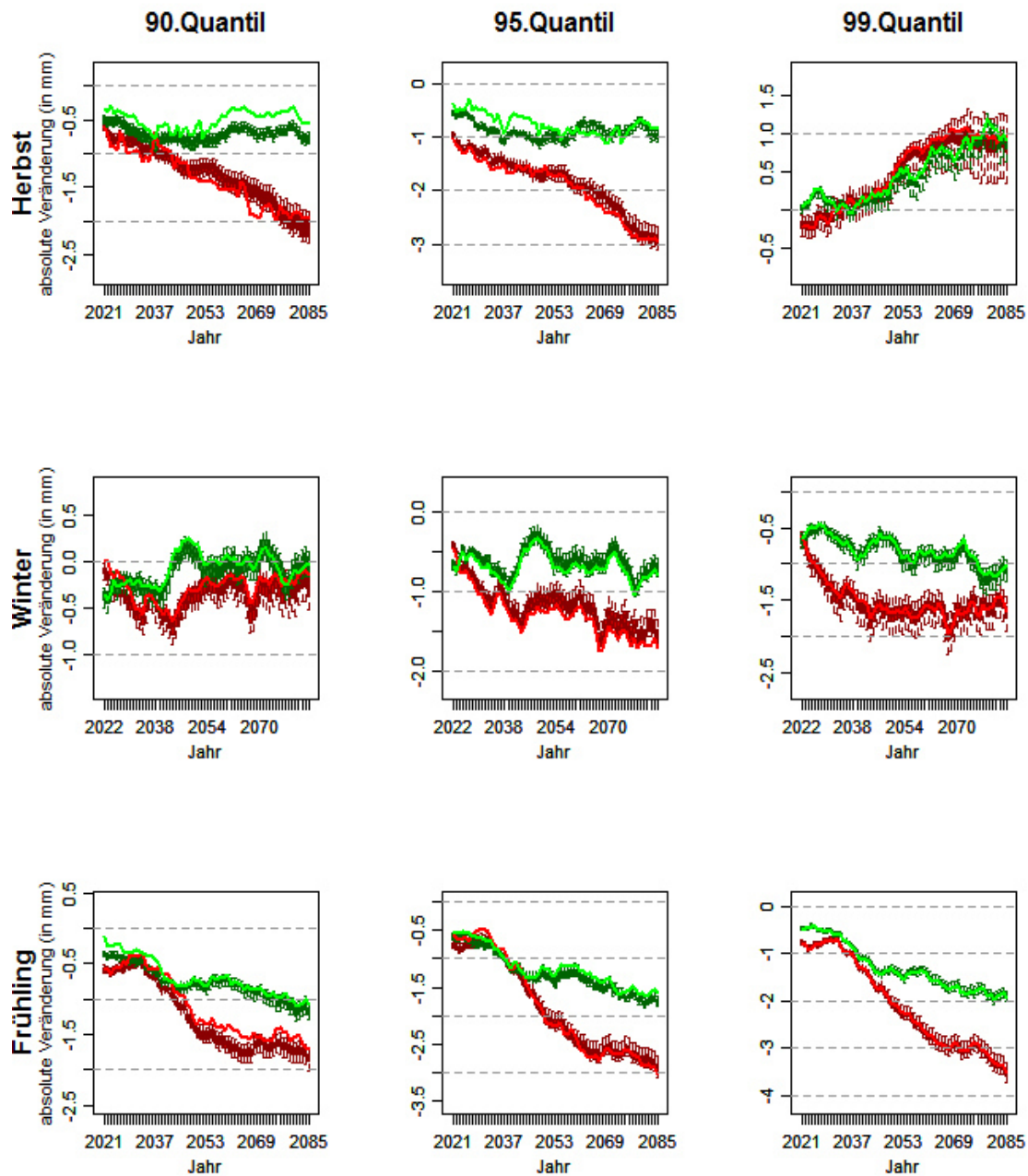


Abbildung F 4: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beja** (Referenzstation **NR-4**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

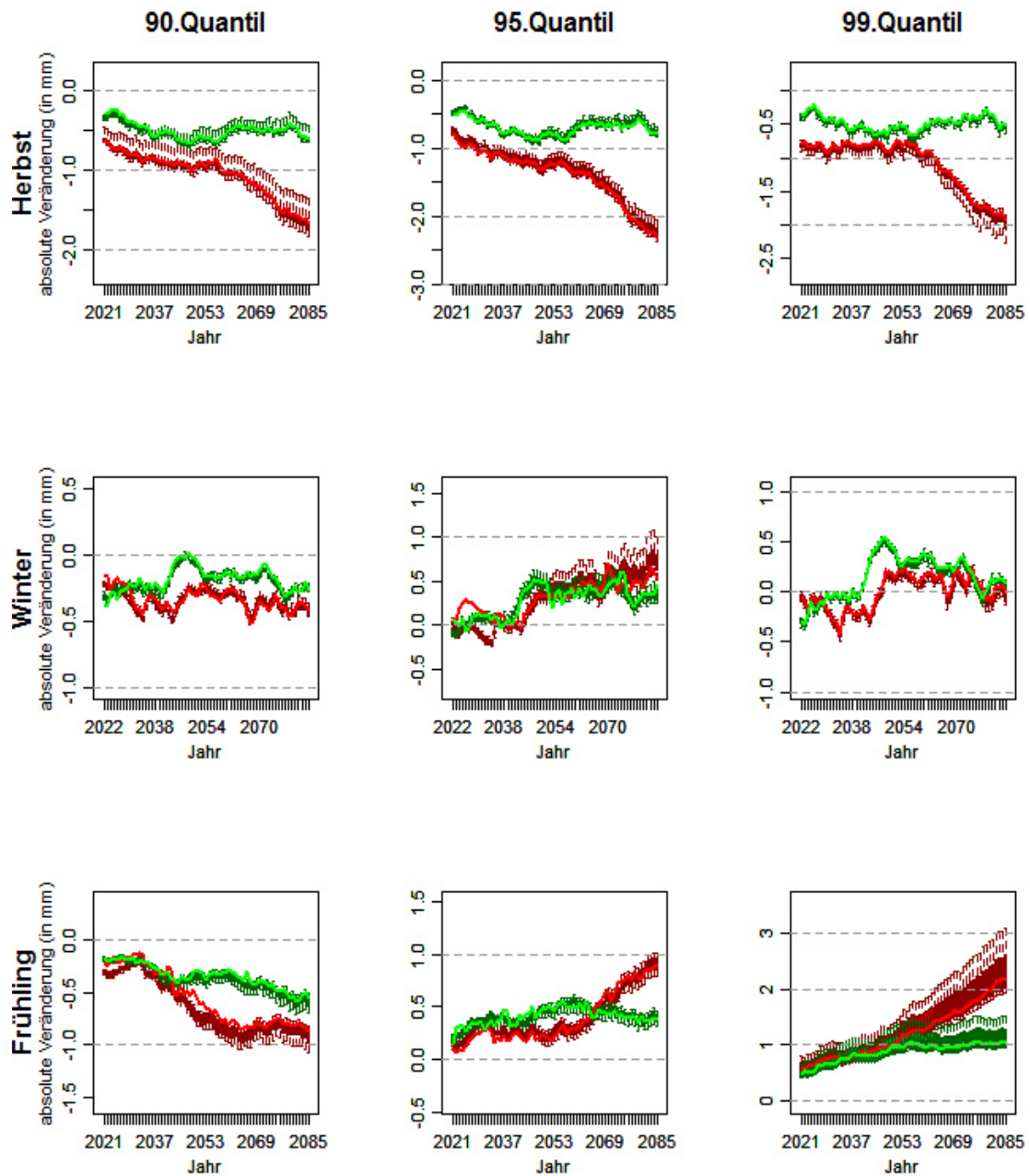


Abbildung F 5: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Valladolid** (Referenzstation **NR-5**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

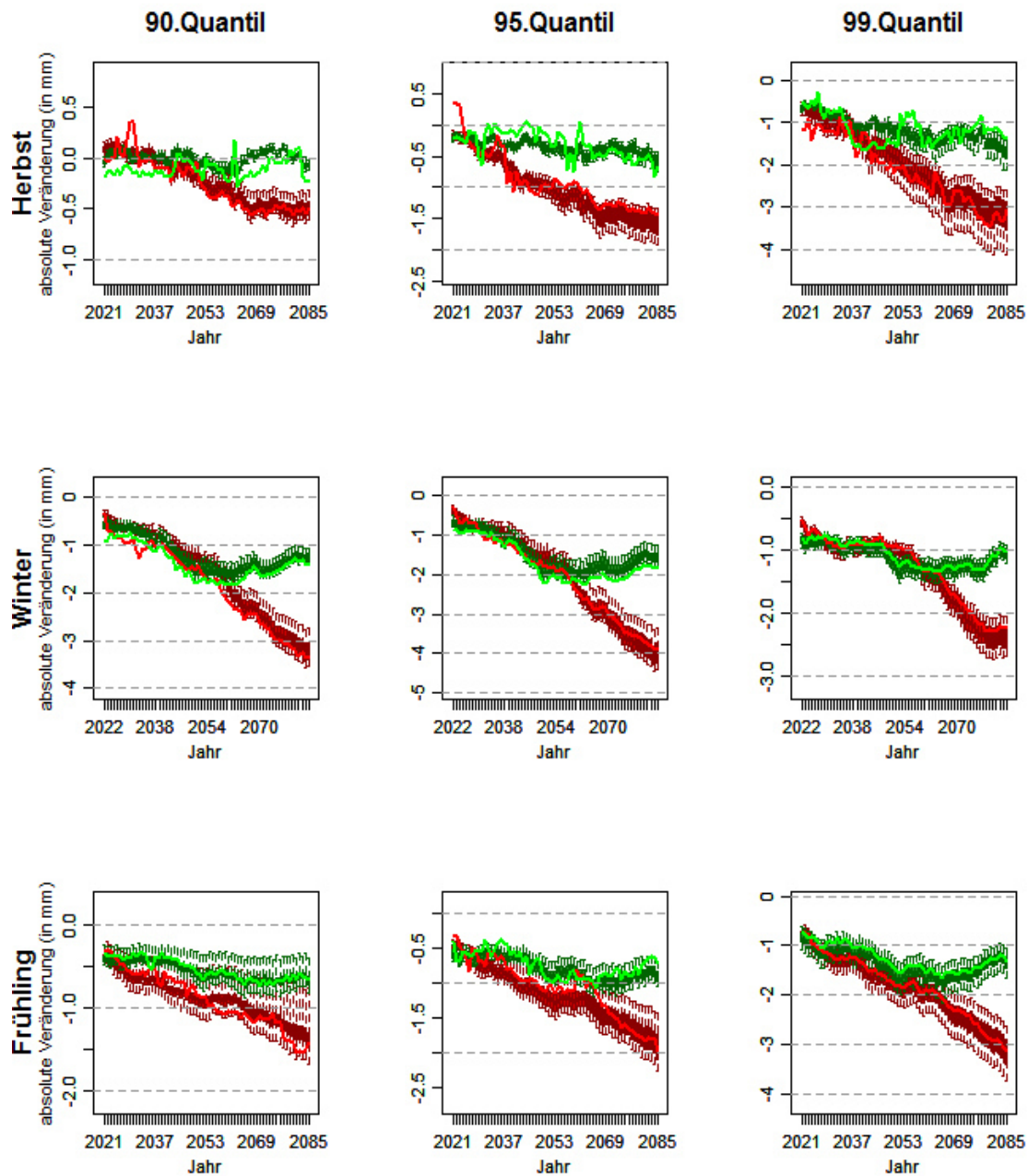


Abbildung F 6: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Limassol** (Referenzstation **NR-6**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

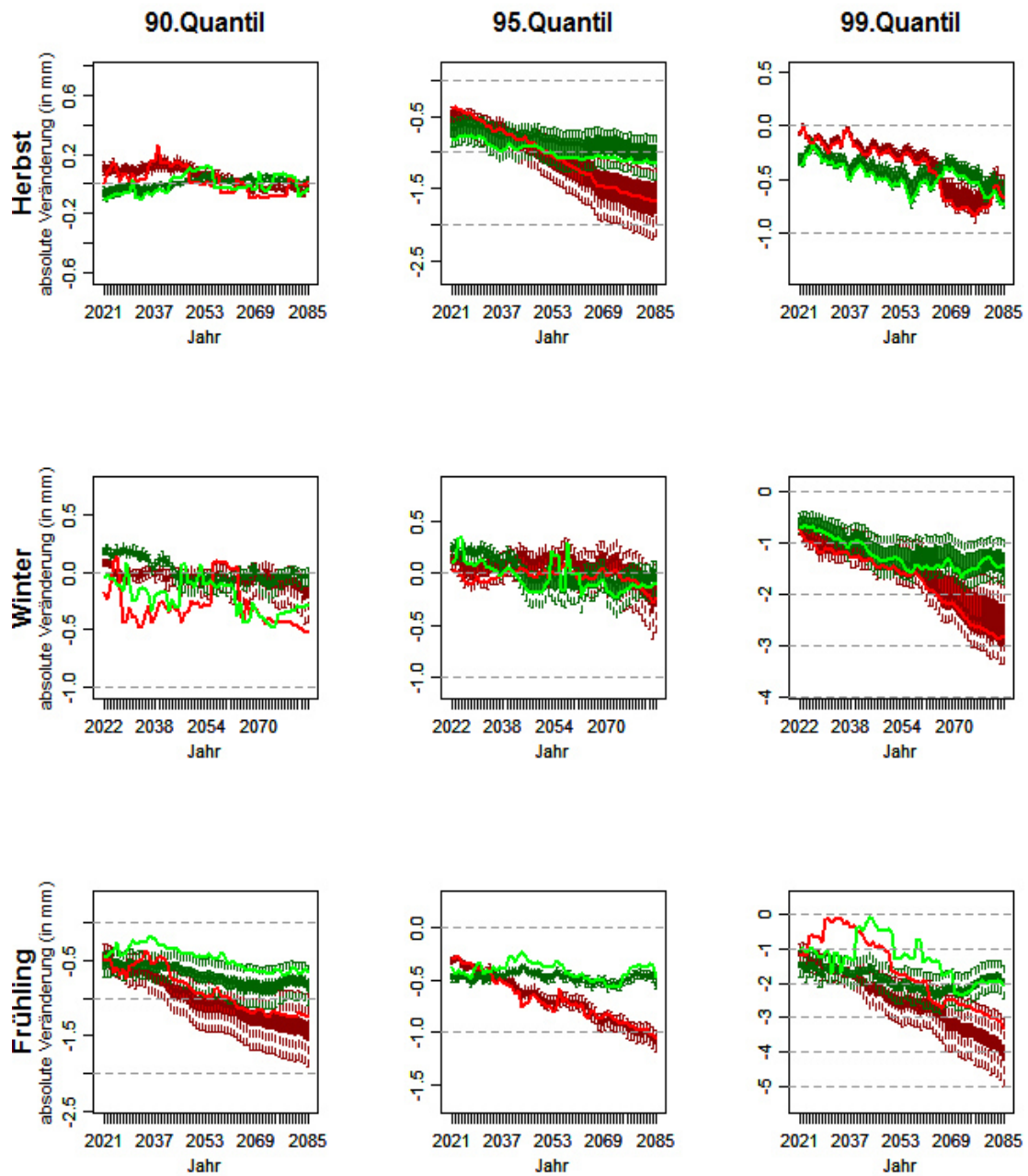


Abbildung F 7: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beer Sheva** (Referenzstation **NR-7**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

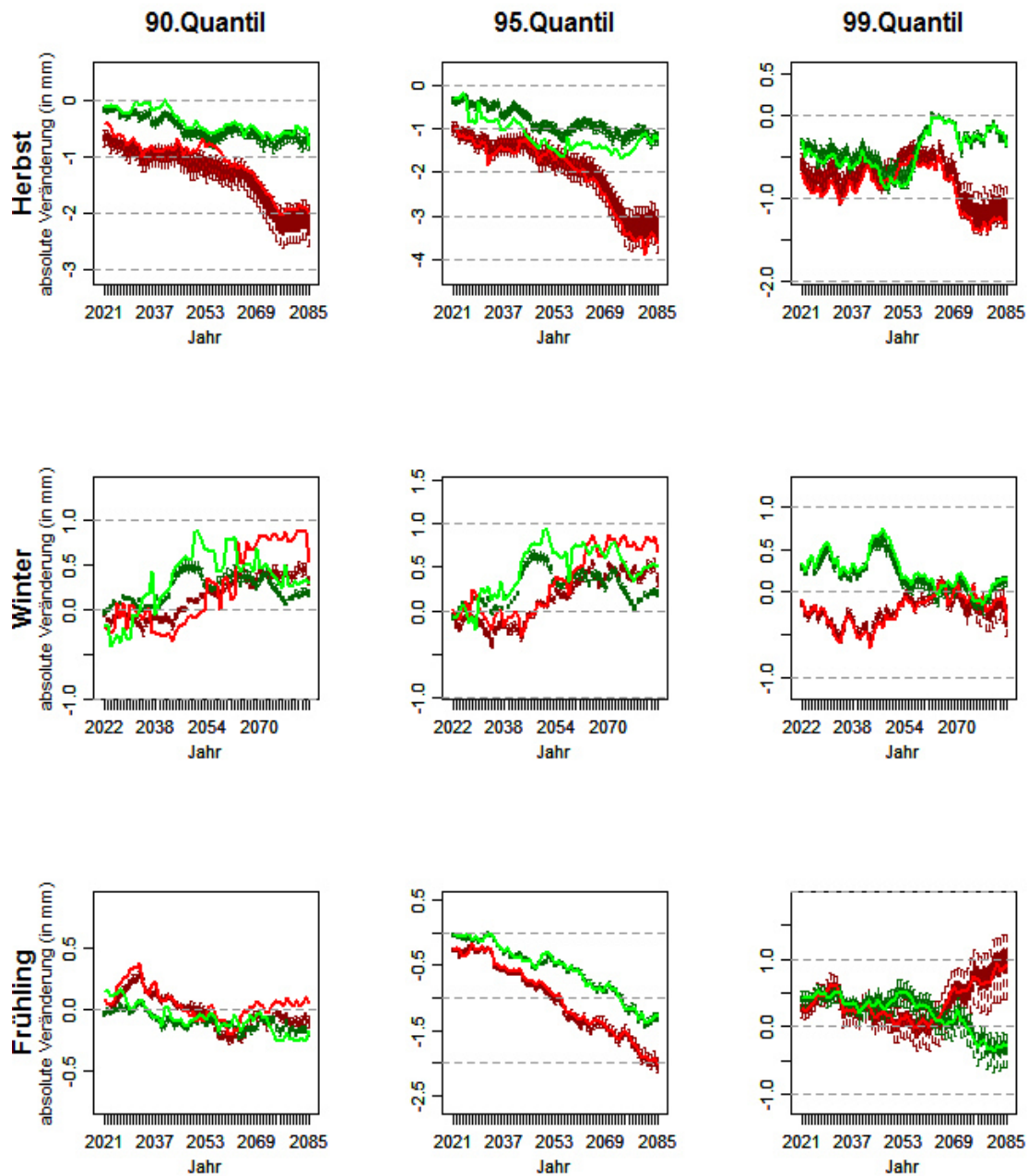


Abbildung F 8: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Nîmes** (Referenzstation **NR-8**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

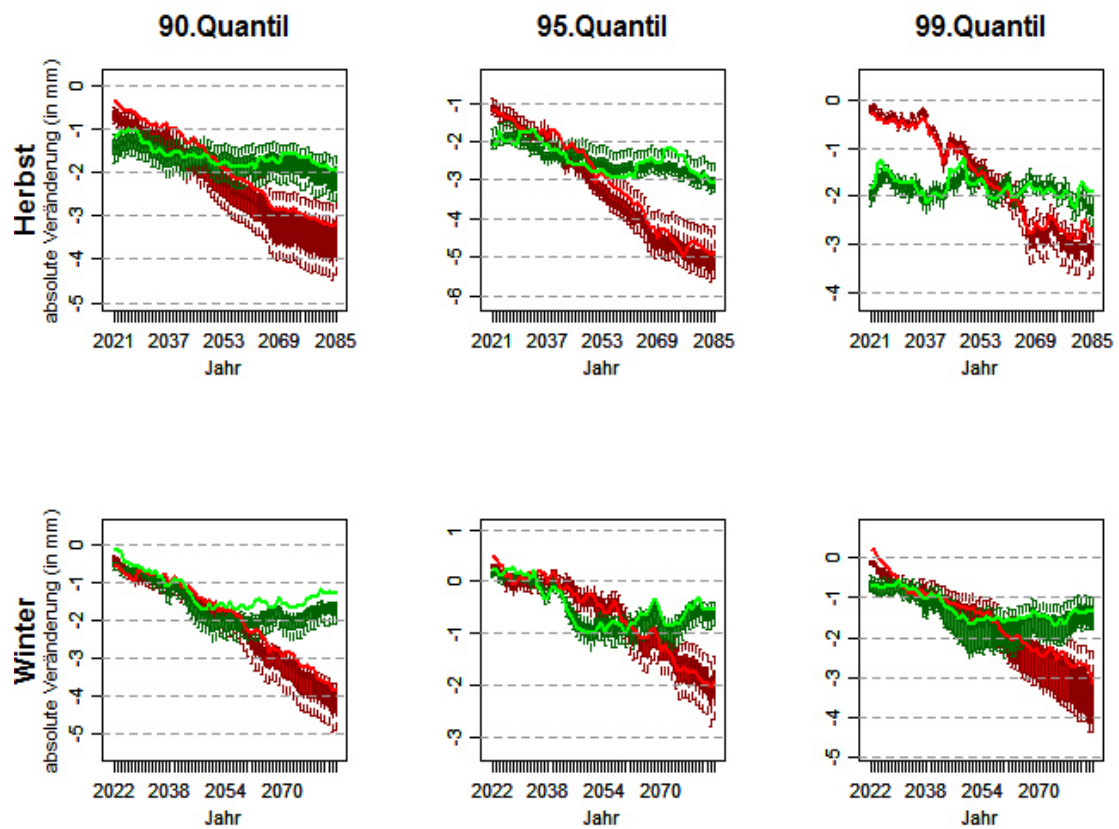


Abbildung F 9: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Tel Aviv** (Referenzstation **NR-9**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

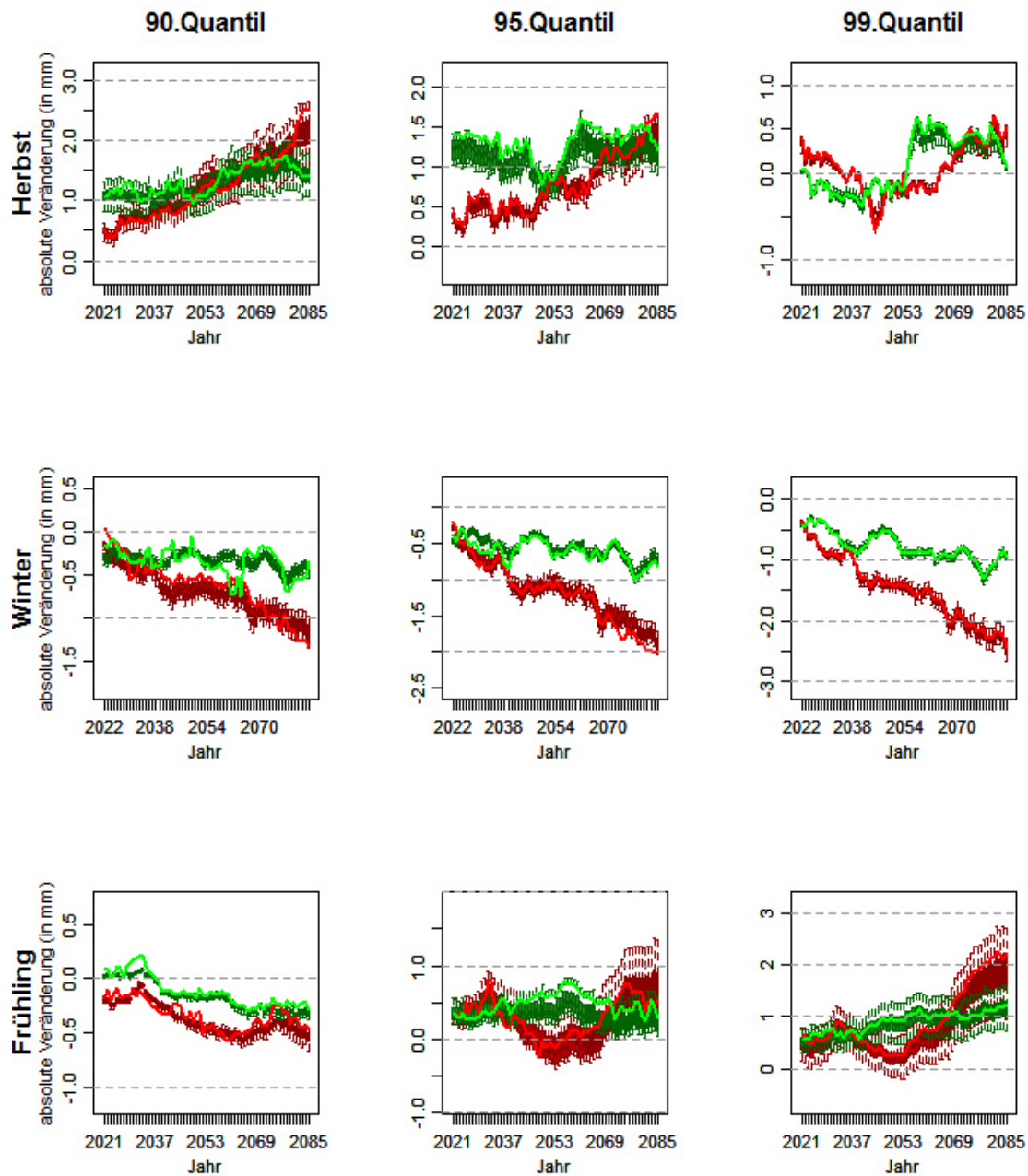


Abbildung F 10: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Tortosa** (Referenzstation **NR-10/9**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

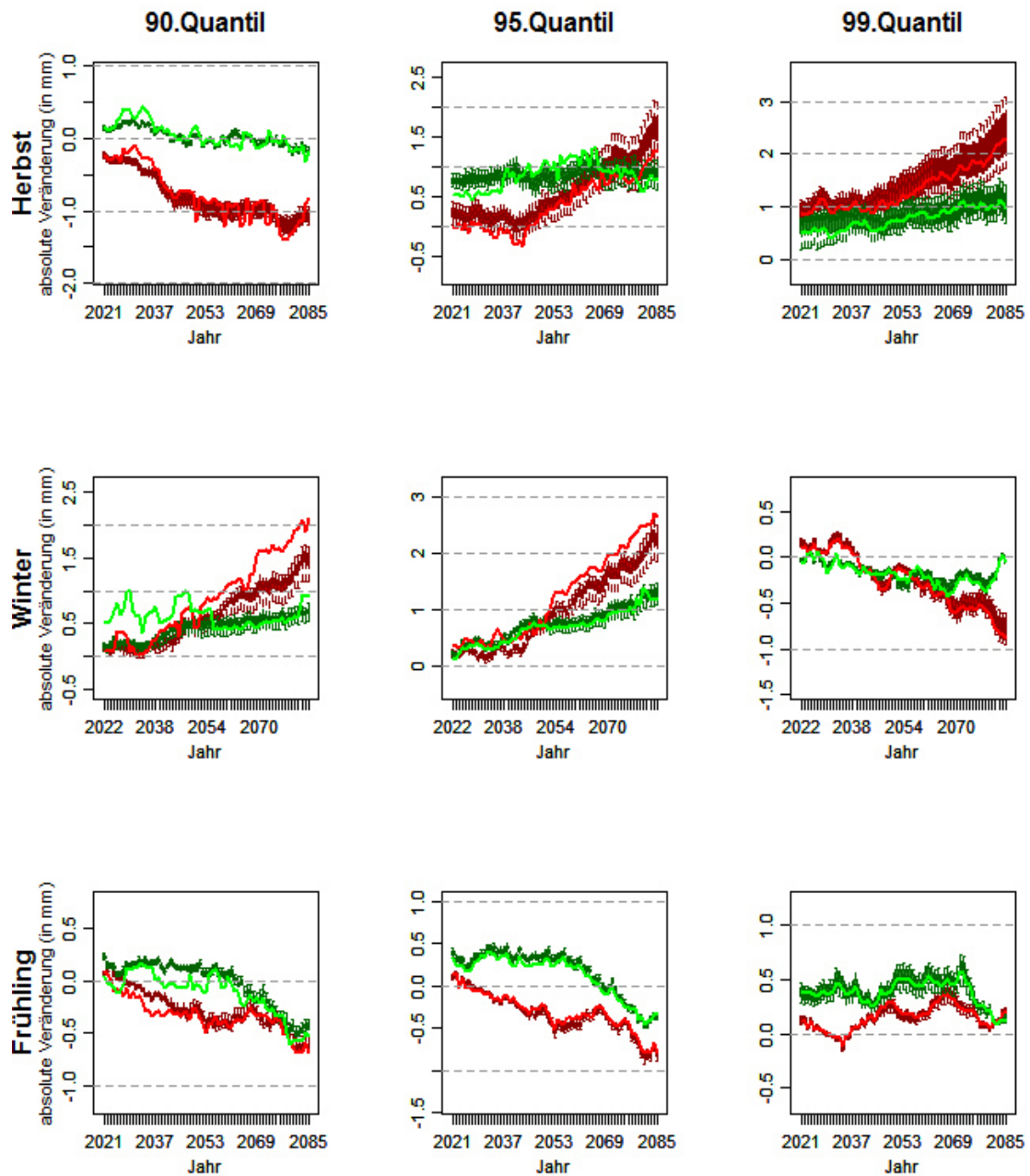


Abbildung F 11: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Bologna** (Referenzstation **NR-11/10**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

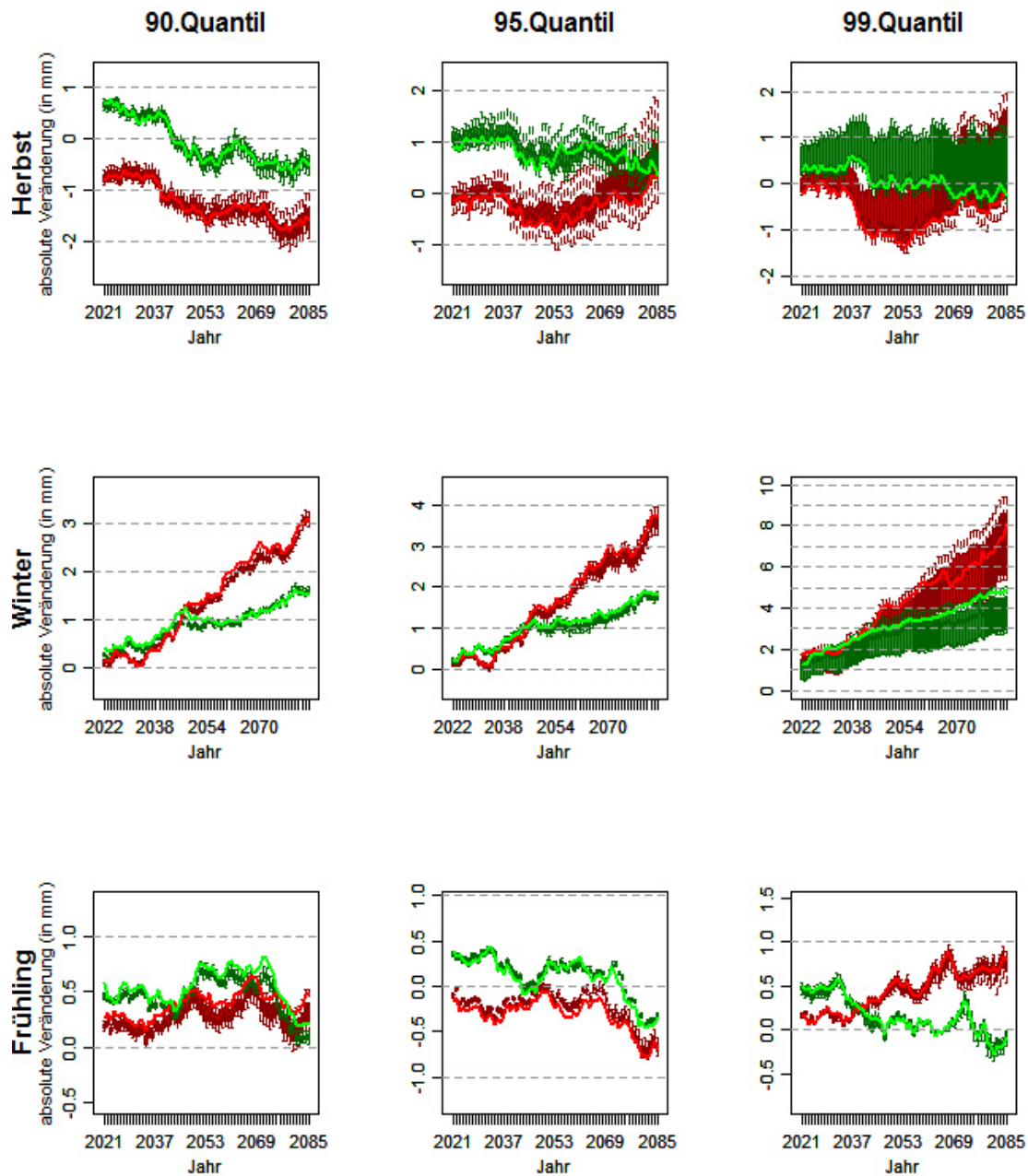


Abbildung F 12: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Gospic** (Referenzstation **NR-12/11**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

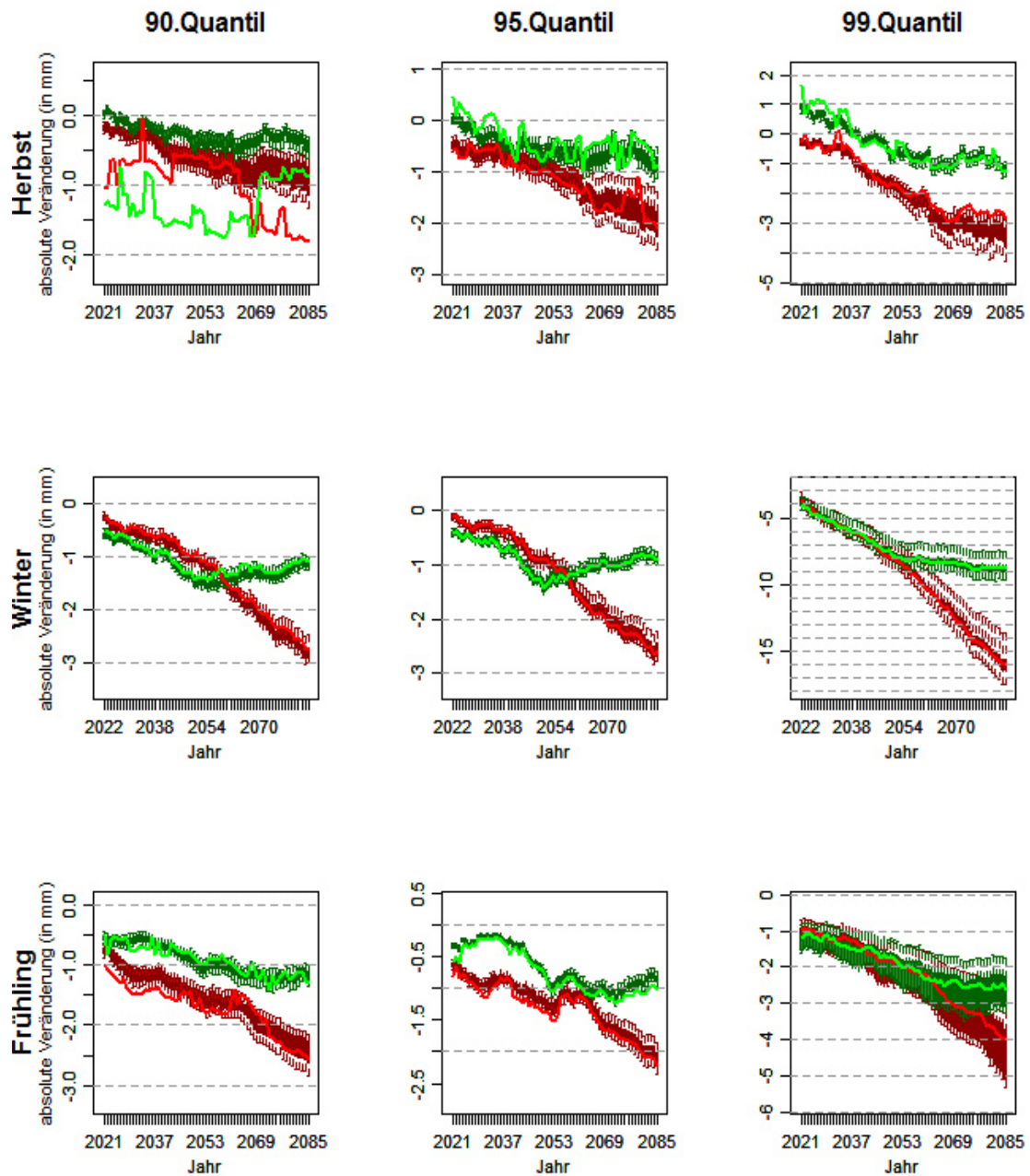


Abbildung F 13: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Chanía** (Referenzstation **NR-13/12**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

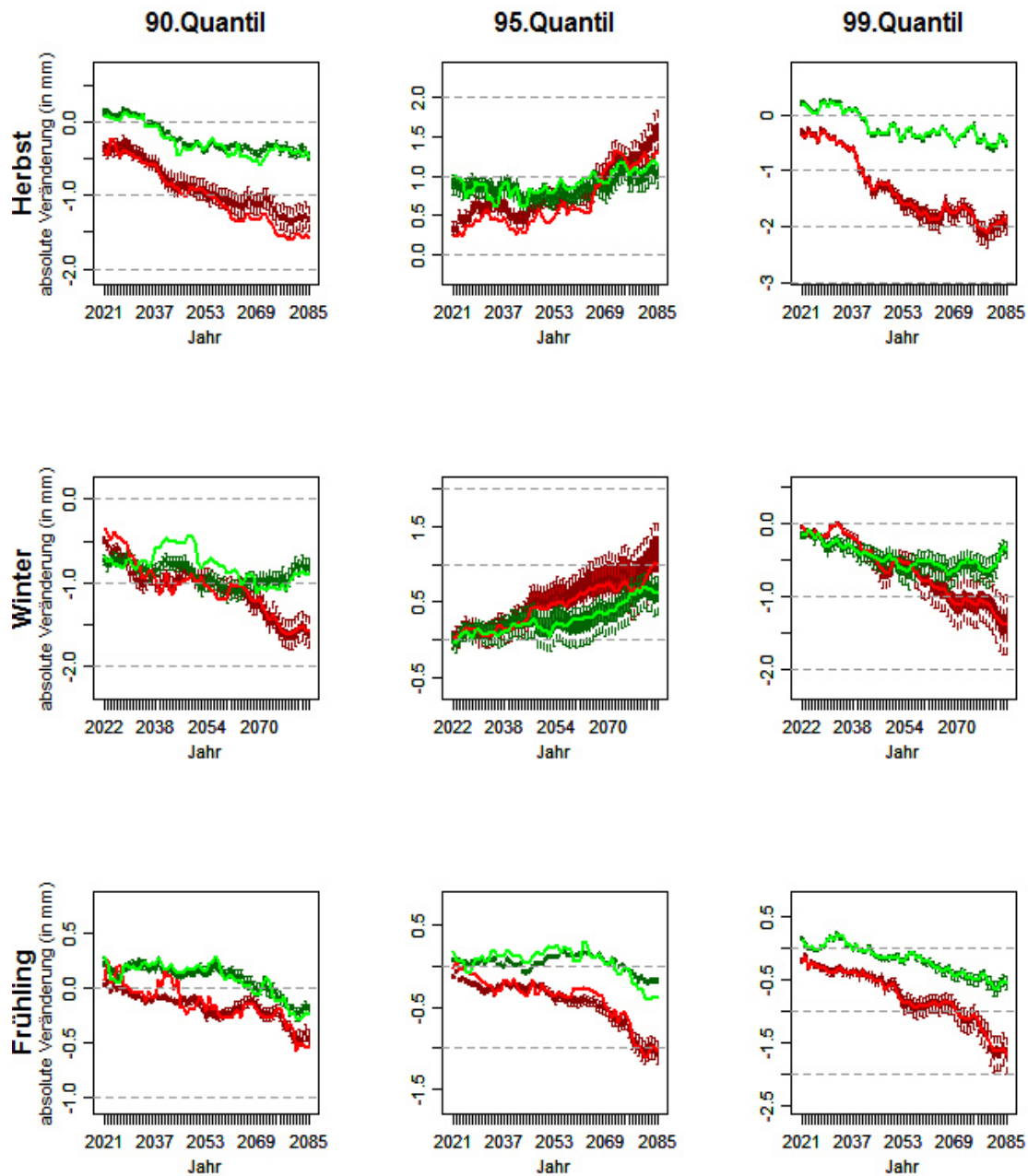


Abbildung F 14: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Lastovo** (Referenzstation **NR-14/13**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

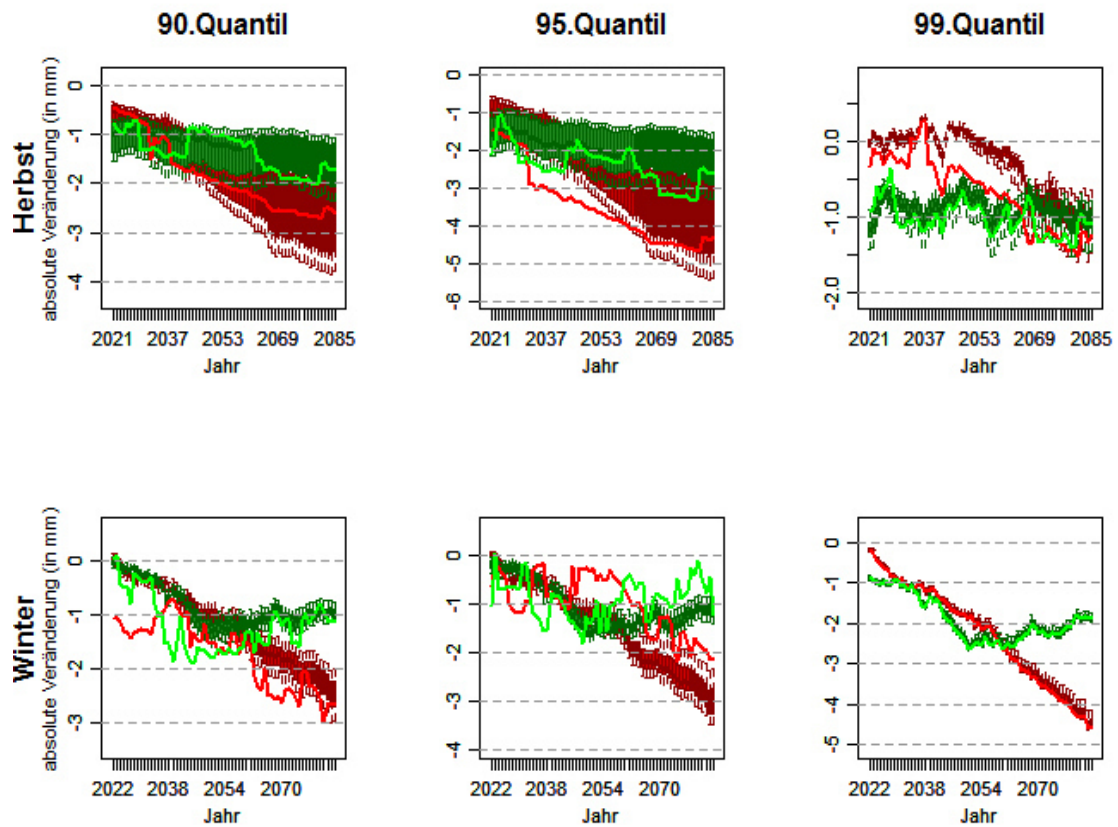


Abbildung F 15: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Jerusalem** (Referenzstation **NR-15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

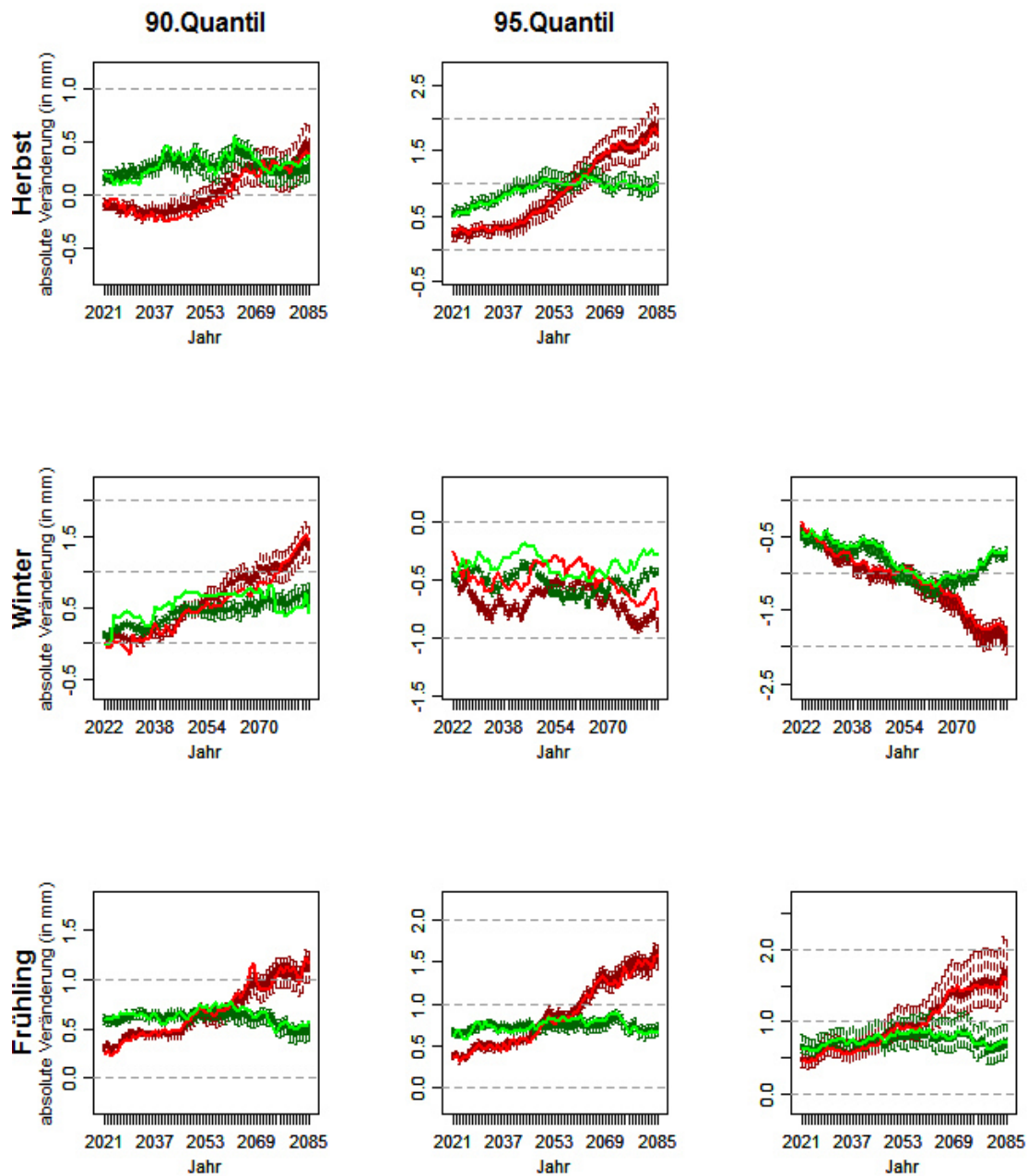


Abbildung F 16: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Mantova** (Referenzstation **NR-16/14**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

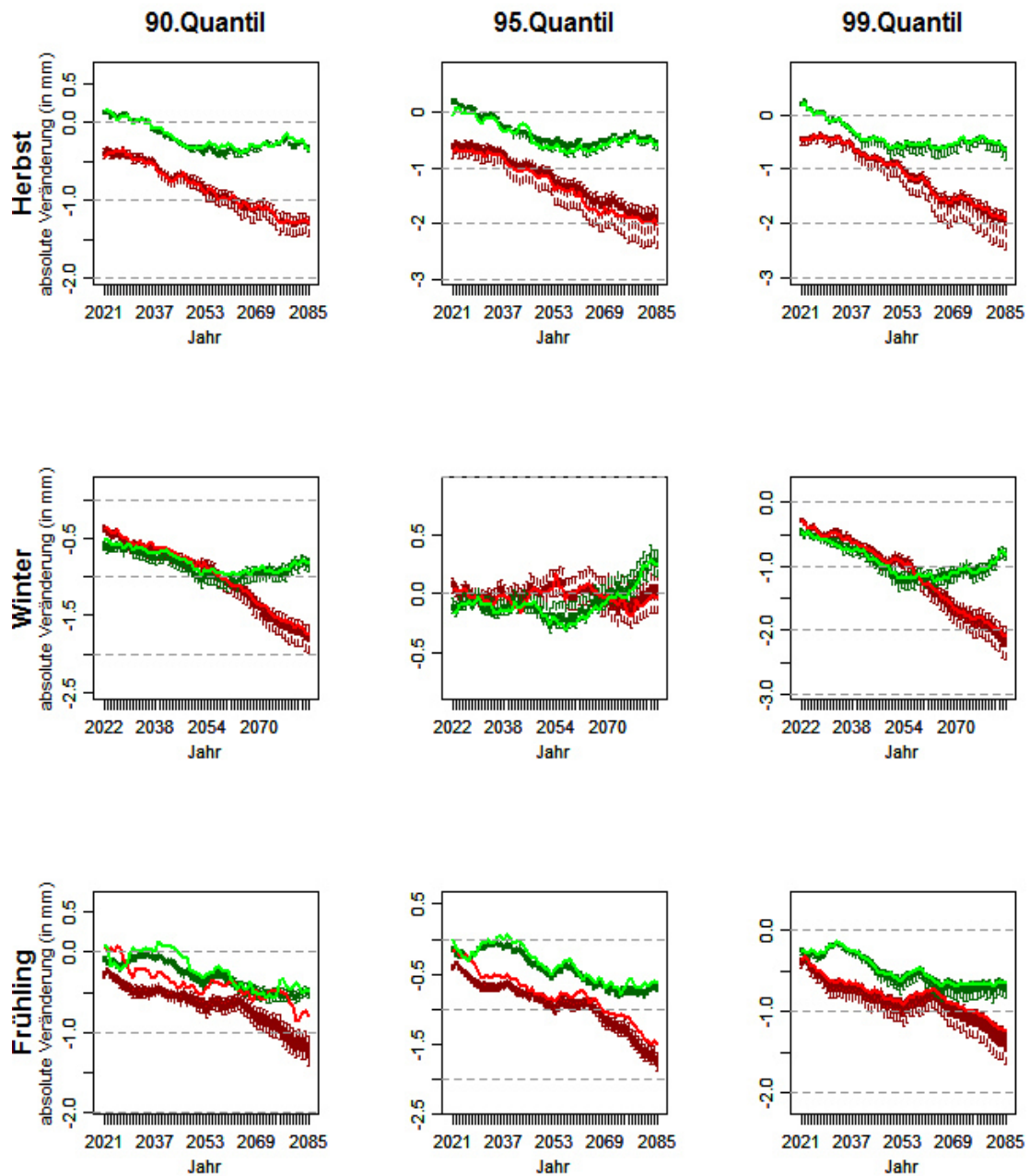


Abbildung F 17: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Larissa** (Referenzstation **NR-17/15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

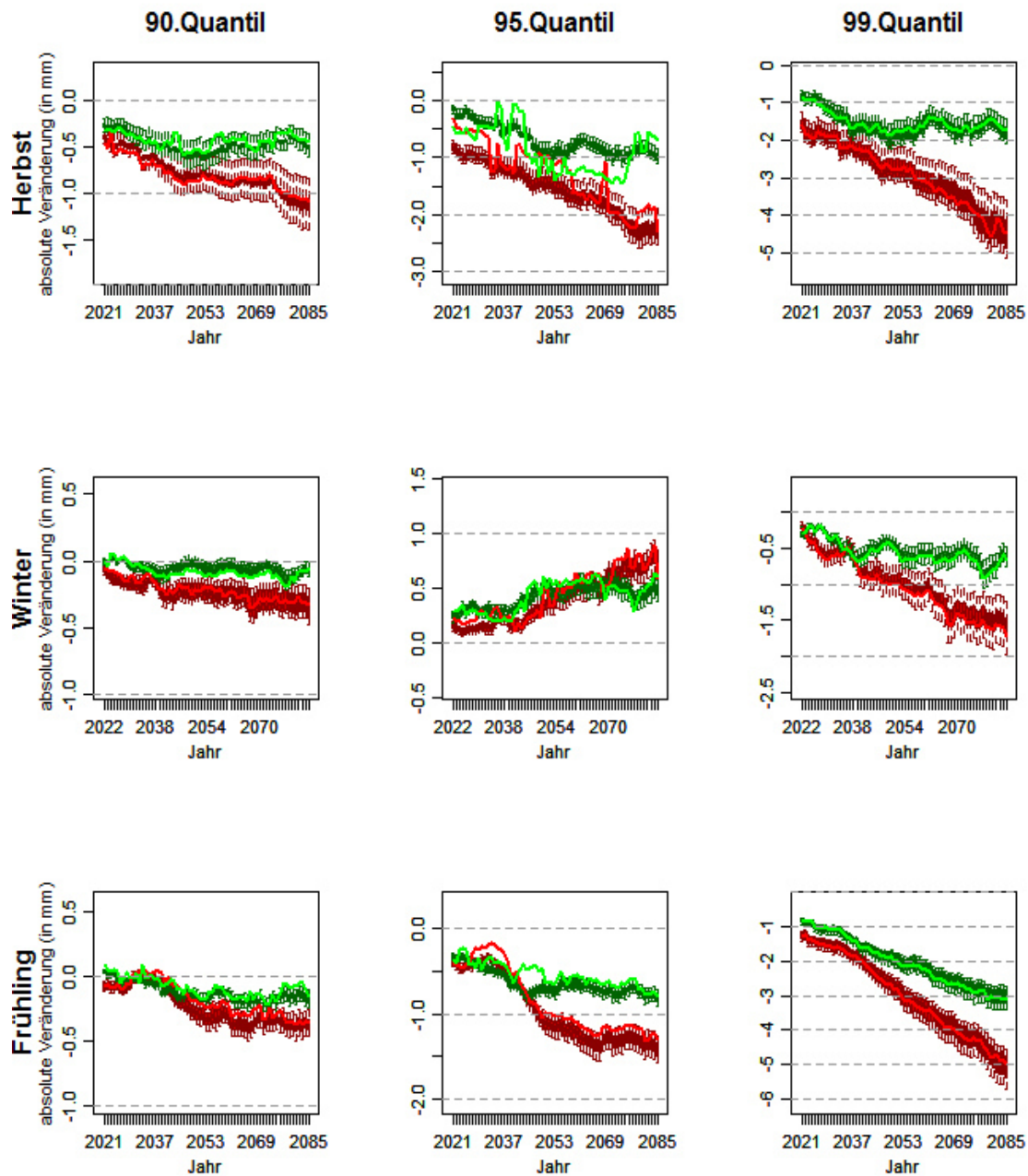


Abbildung F 18: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Alicante** (Referenzstation **NR-18/16**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

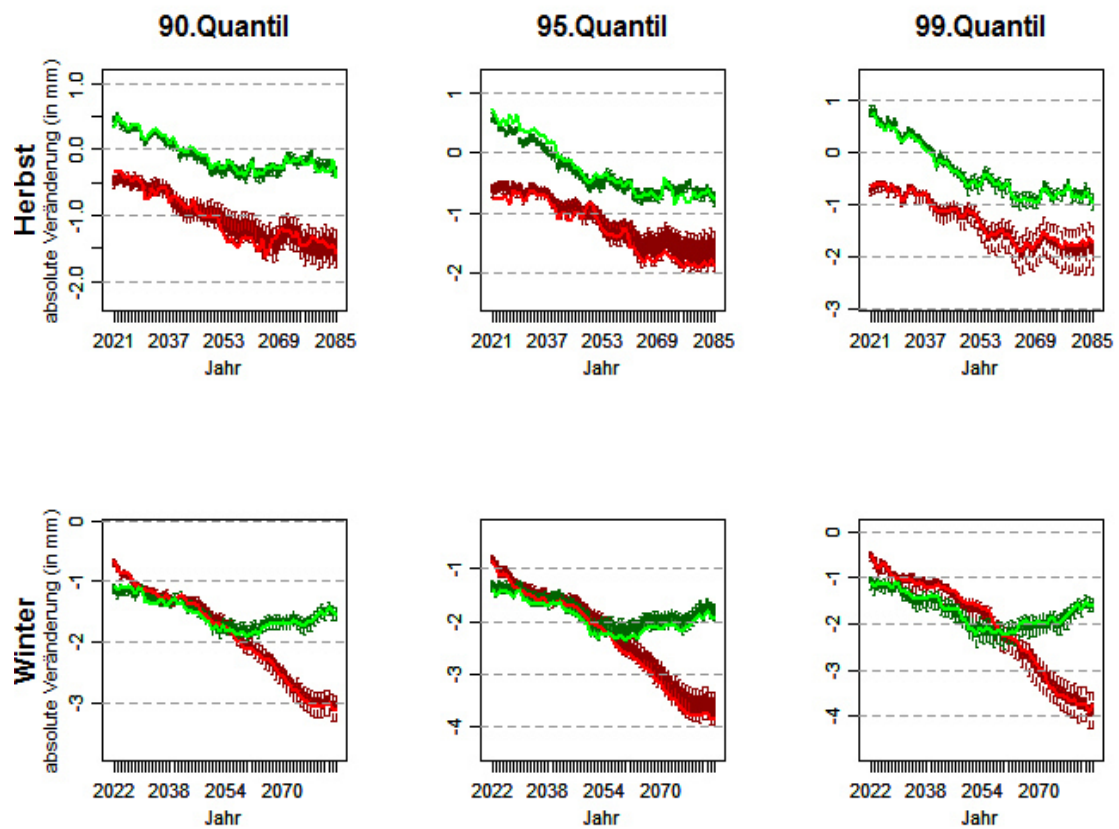


Abbildung F 19: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Methoni** (Referenzstation **NR-19**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

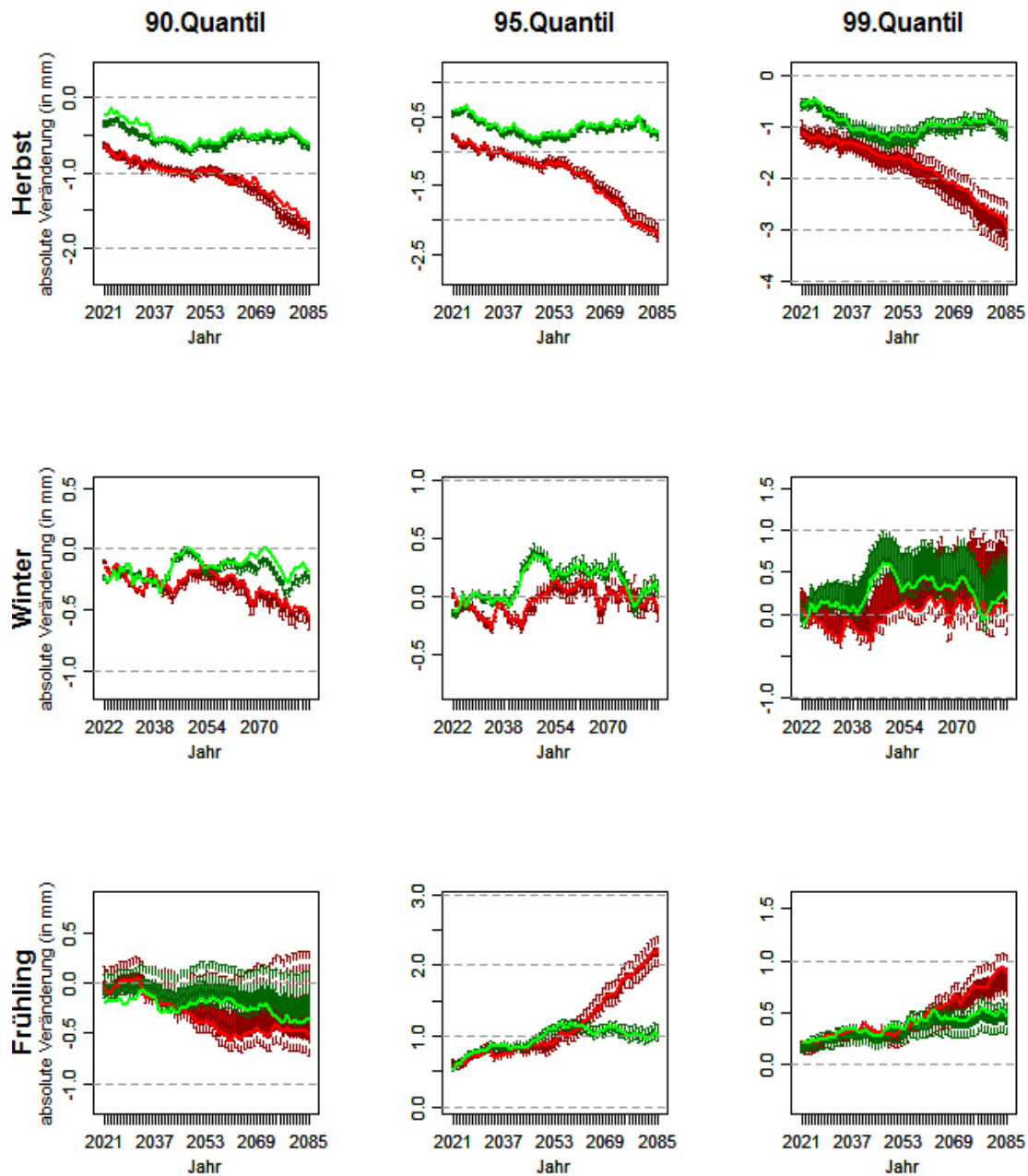


Abbildung F 20: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Soria** (Referenzstation **NR-20/17**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

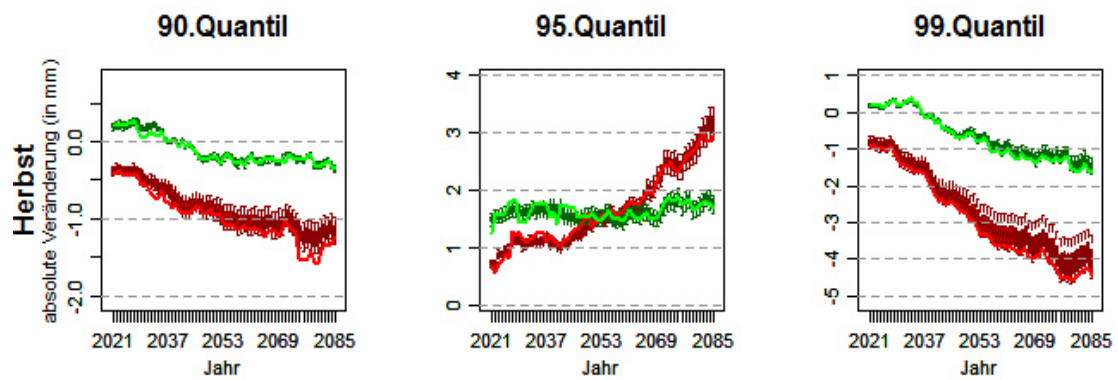


Abbildung F 21: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Brindisi** (Referenzstation **NR-21H**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

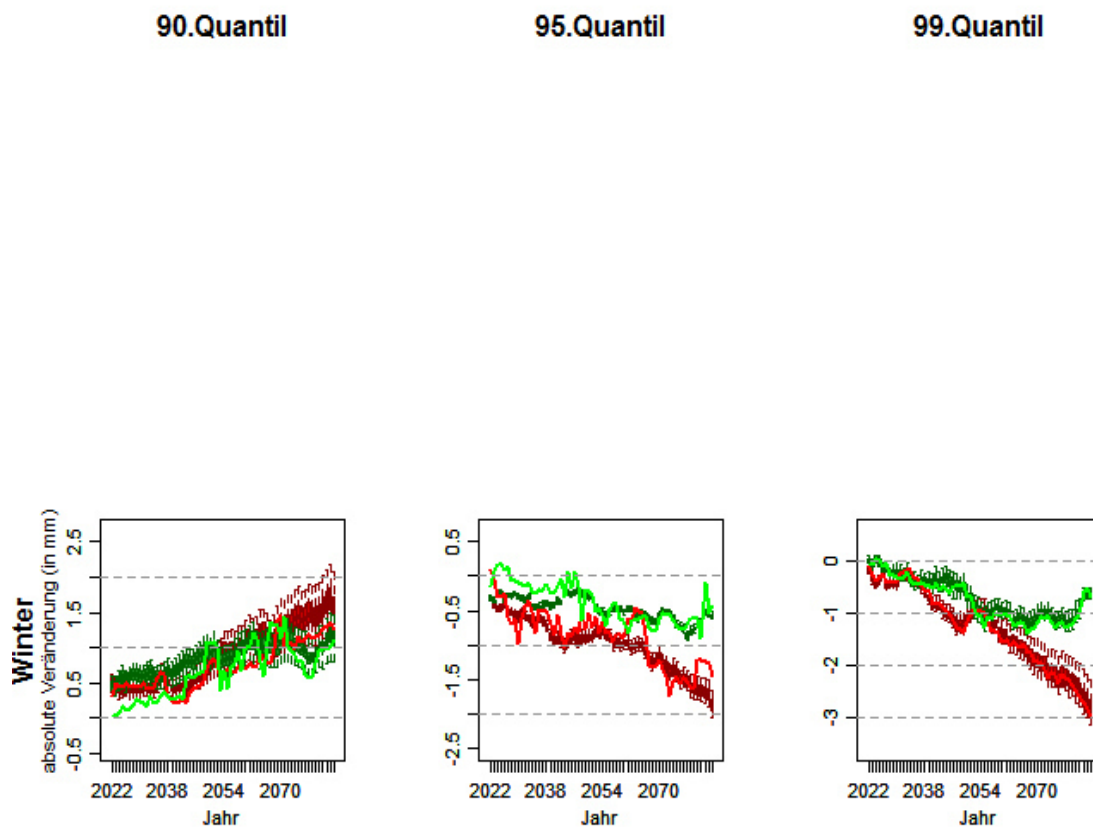


Abbildung F 22: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Perpignan** (Referenzstation **NR-21W**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

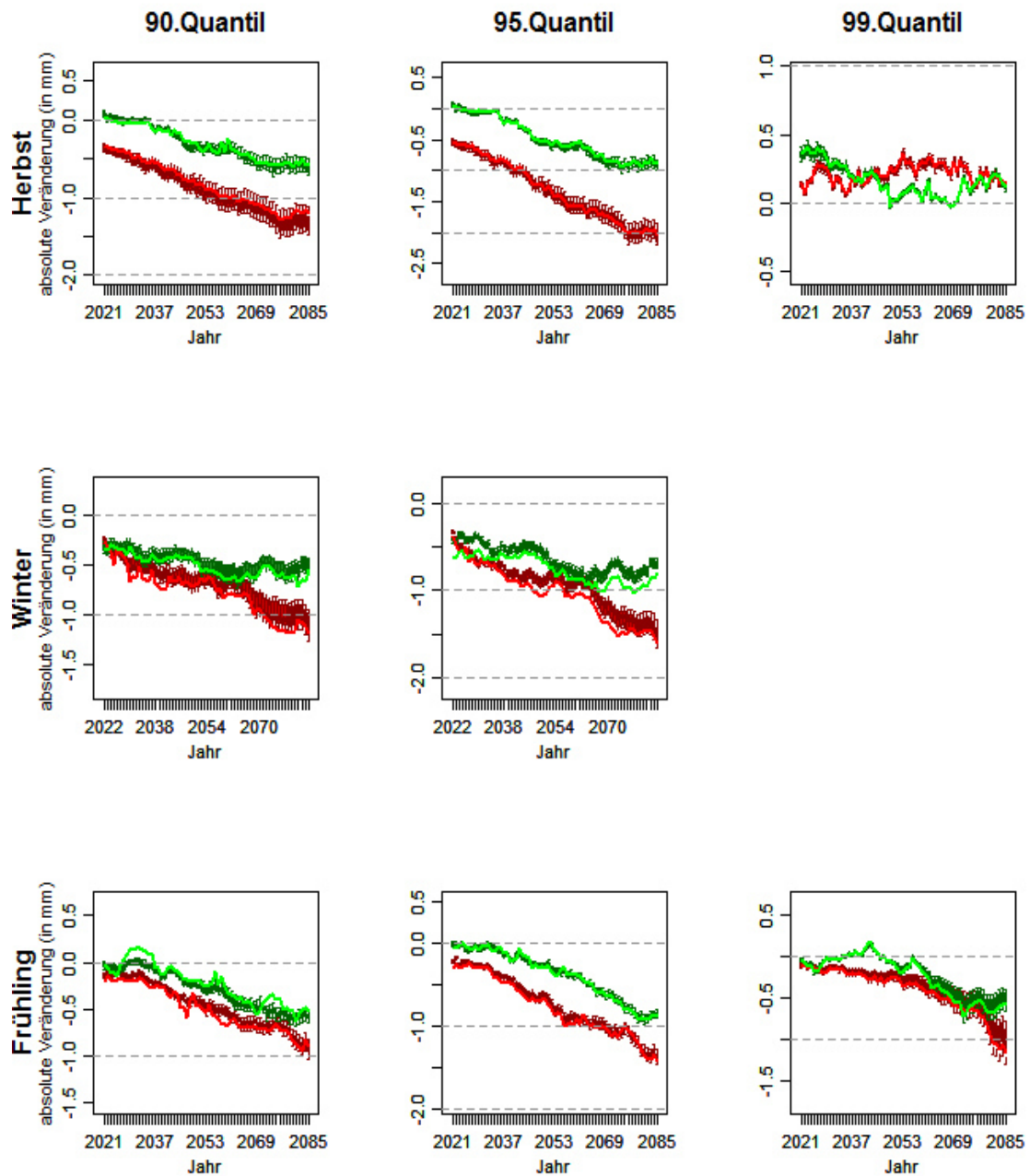


Abbildung F 23: Absolute Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Cagliari** (Referenzstation **NR-22/18**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

Anhang G

Abbildung G 1: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Barcelos** (Referenzstation **NR-1**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 429

Abbildung G 2: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Safed** (Referenzstation **NR-2**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 430

Abbildung G 3: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Sevilla** (Referenzstation **NR-3**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 431

Abbildung G 4: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beja** (Referenzstation **NR-4**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 432

Abbildung G 5: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Valladolid** (Referenzstation **NR-5**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 433

Abbildung G 6: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Limassol** (Referenzstation **NR-6**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell. 434

Abbildung G 7: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Beer Sheva (Referenzstation NR-7) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	435
Abbildung G 8: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Nimes (Referenzstation NR-8) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	436
Abbildung G 9: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Tel Aviv (Referenzstation NR-9) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	437
Abbildung G 10: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Tortosa (Referenzstation NR-10/9) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	438
Abbildung G 11: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Bologna (Referenzstation NR-11/10) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	439
Abbildung G 12: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Gospic (Referenzstation NR-12/11) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	440

Abbildung G 13: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Chania (Referenzstation NR-13/12) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	441
Abbildung G 14: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Lastovo (Referenzstation NR-14/13) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	442
Abbildung G 15: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Jerusalem (Referenzstation NR-15) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	443
Abbildung G 16: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Mantova (Referenzstation NR-16/14) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	444
Abbildung G 17: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Larissa (Referenzstation NR-17/15) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	445
Abbildung G 18: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Alicante (Referenzstation NR-18/16) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	446

Abbildung G 19: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Methoni (Referenzstation NR-19) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	447
Abbildung G 20: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Soria (Referenzstation NR-20/17) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	448
Abbildung G 21: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Brindisi (Referenzstation NR-21H) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	449
Abbildung G 22: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Perpignan (Referenzstation NR-21W) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	450
Abbildung G 23: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station Cagliari (Referenzstation NR-22/18) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.	451

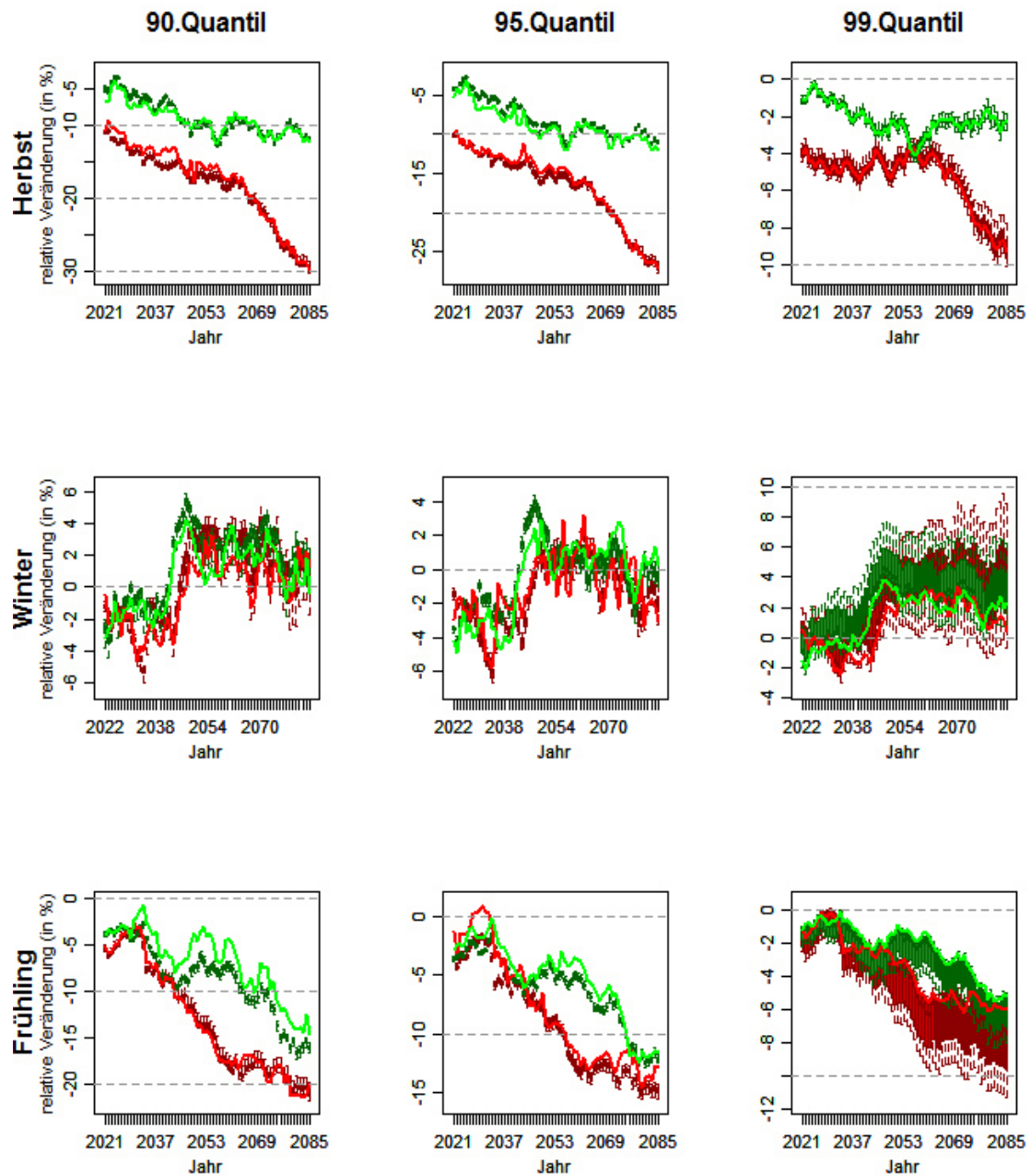


Abbildung G 1: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Barcelos** (Referenzstation **NR-1**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

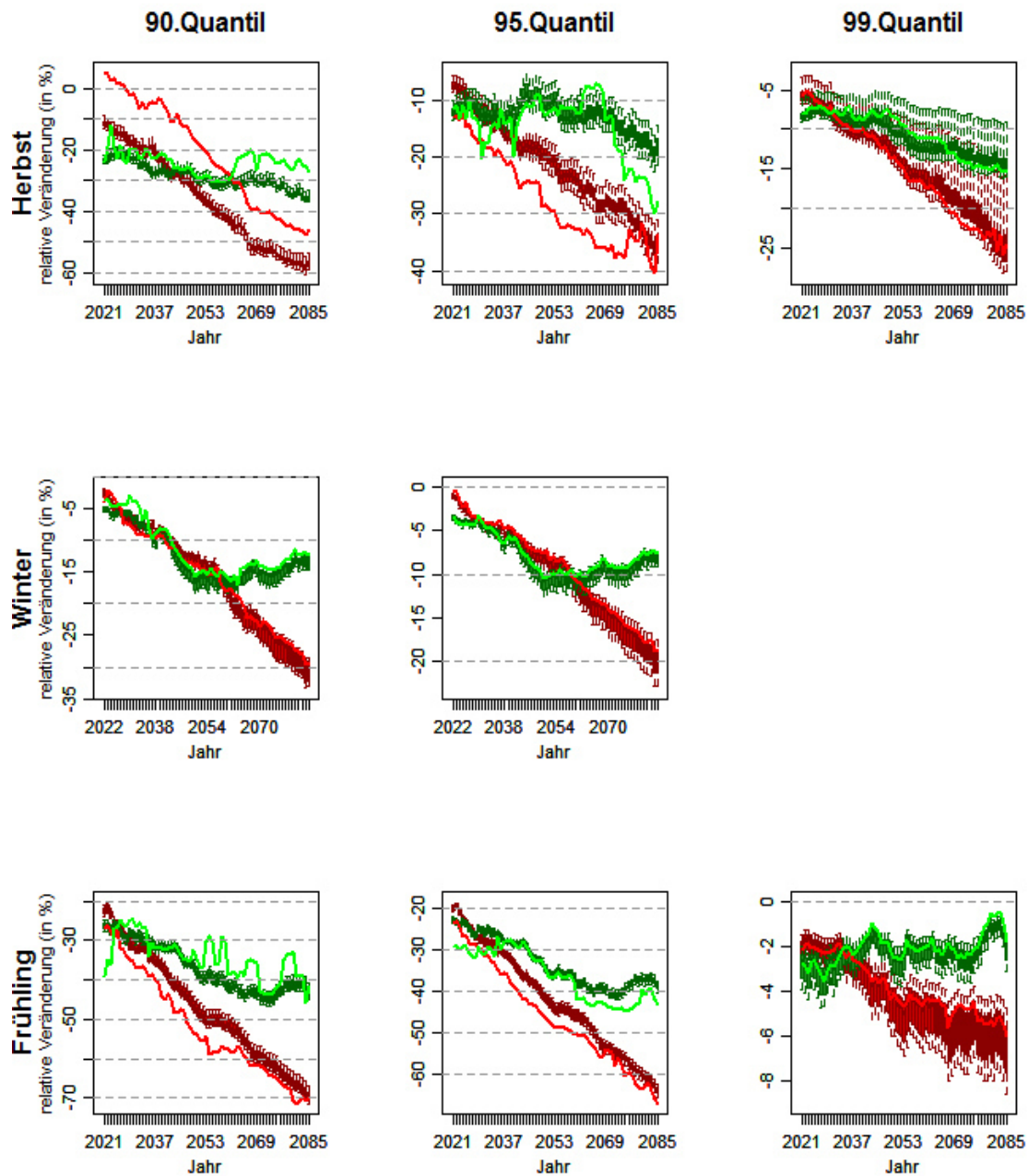


Abbildung G 2: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Safed** (Referenzstation **NR-2**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

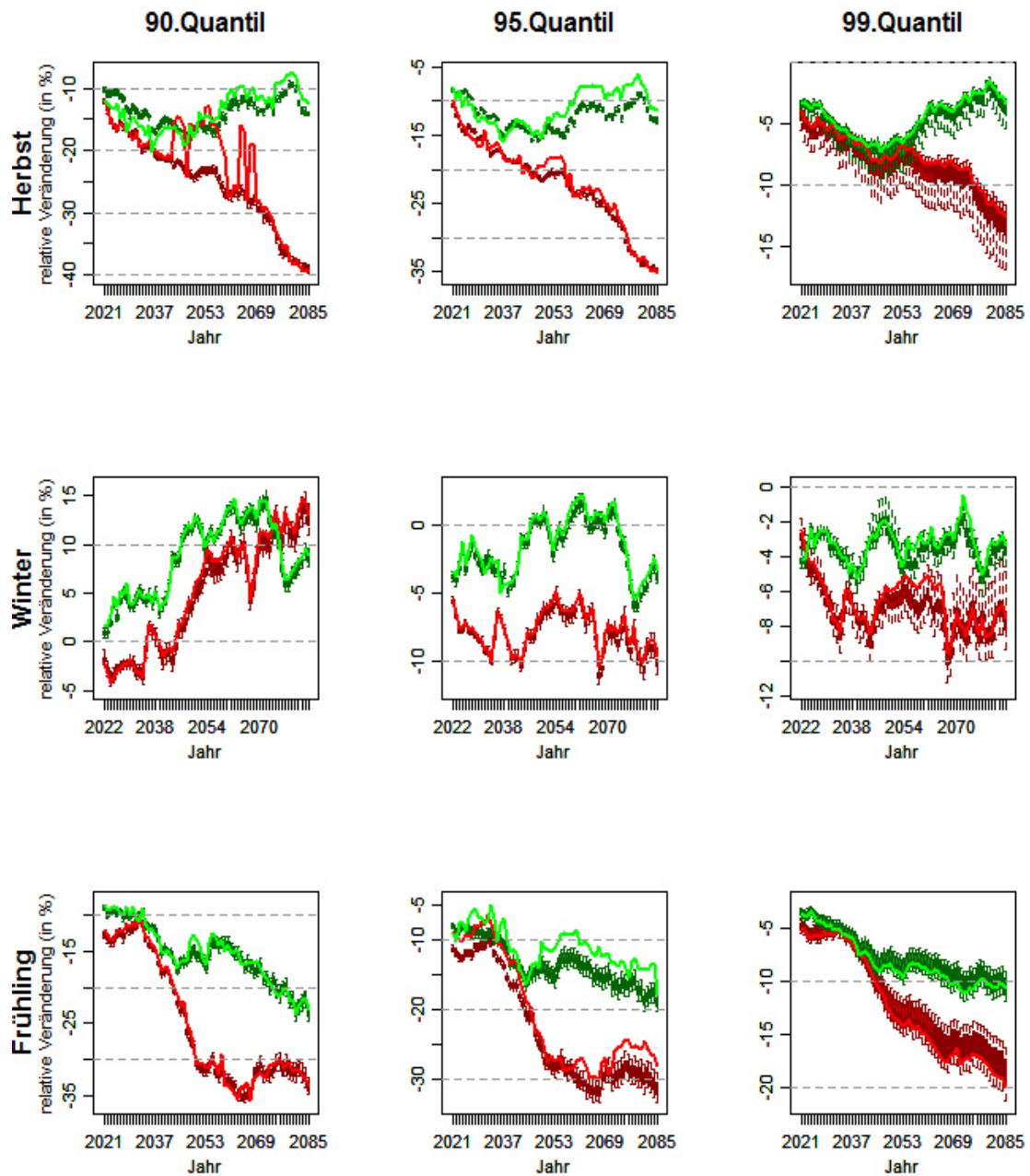


Abbildung G 3: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Sevilla** (Referenzstation **NR-3**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

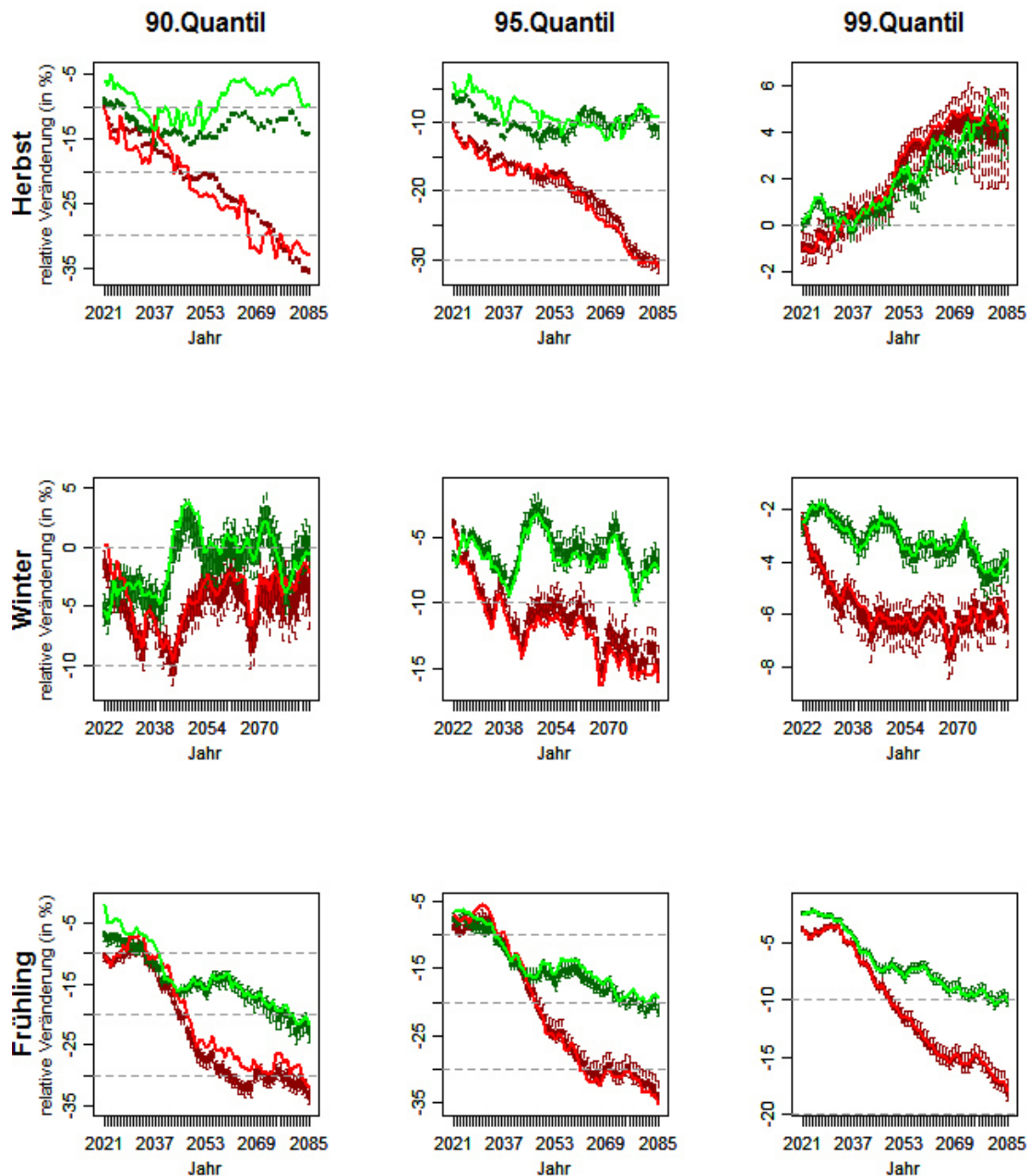


Abbildung G 4: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beja** (Referenzstation **NR-4**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgezogenen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

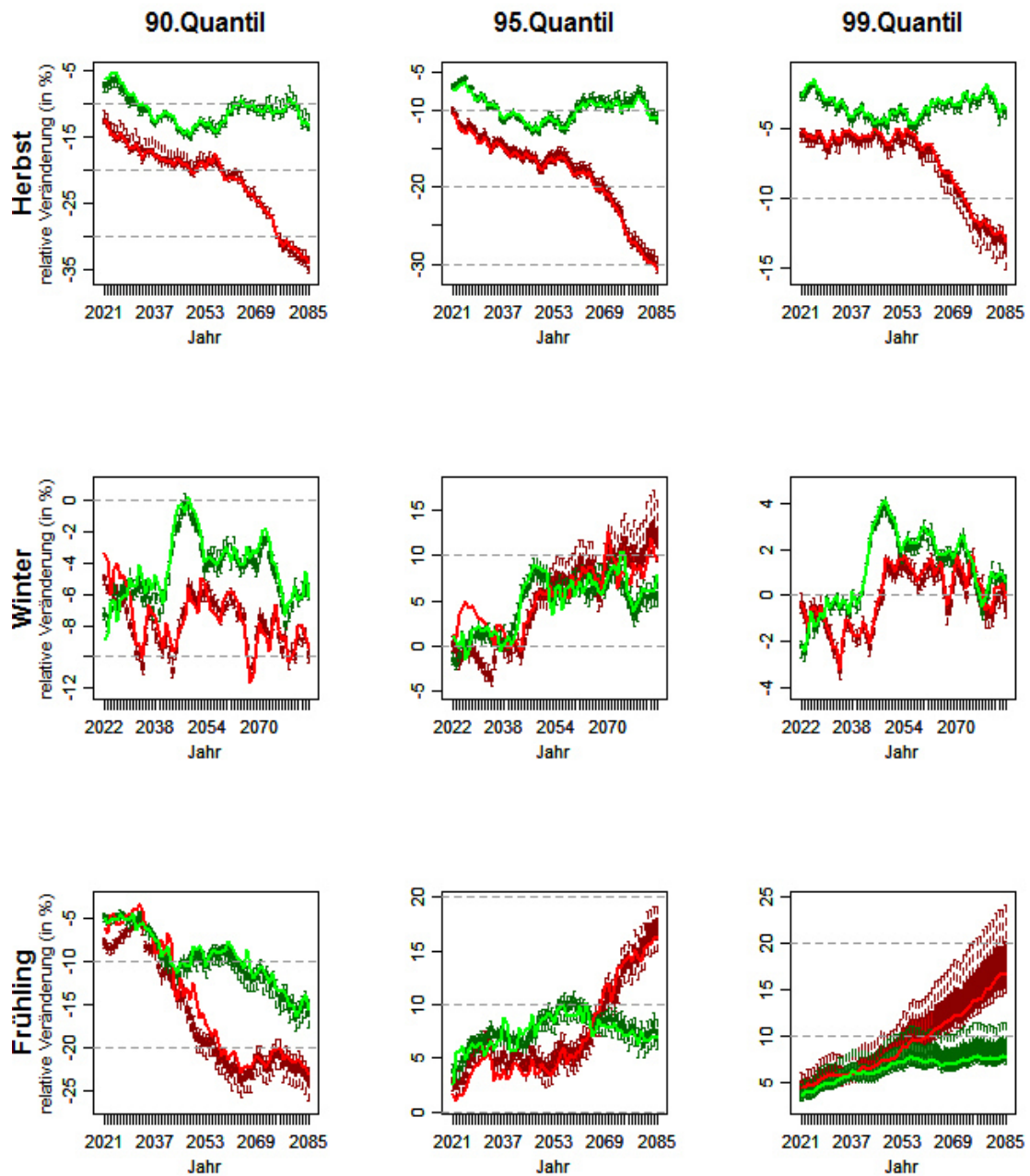


Abbildung G 5: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Valladolid** (Referenzstation **NR-5**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

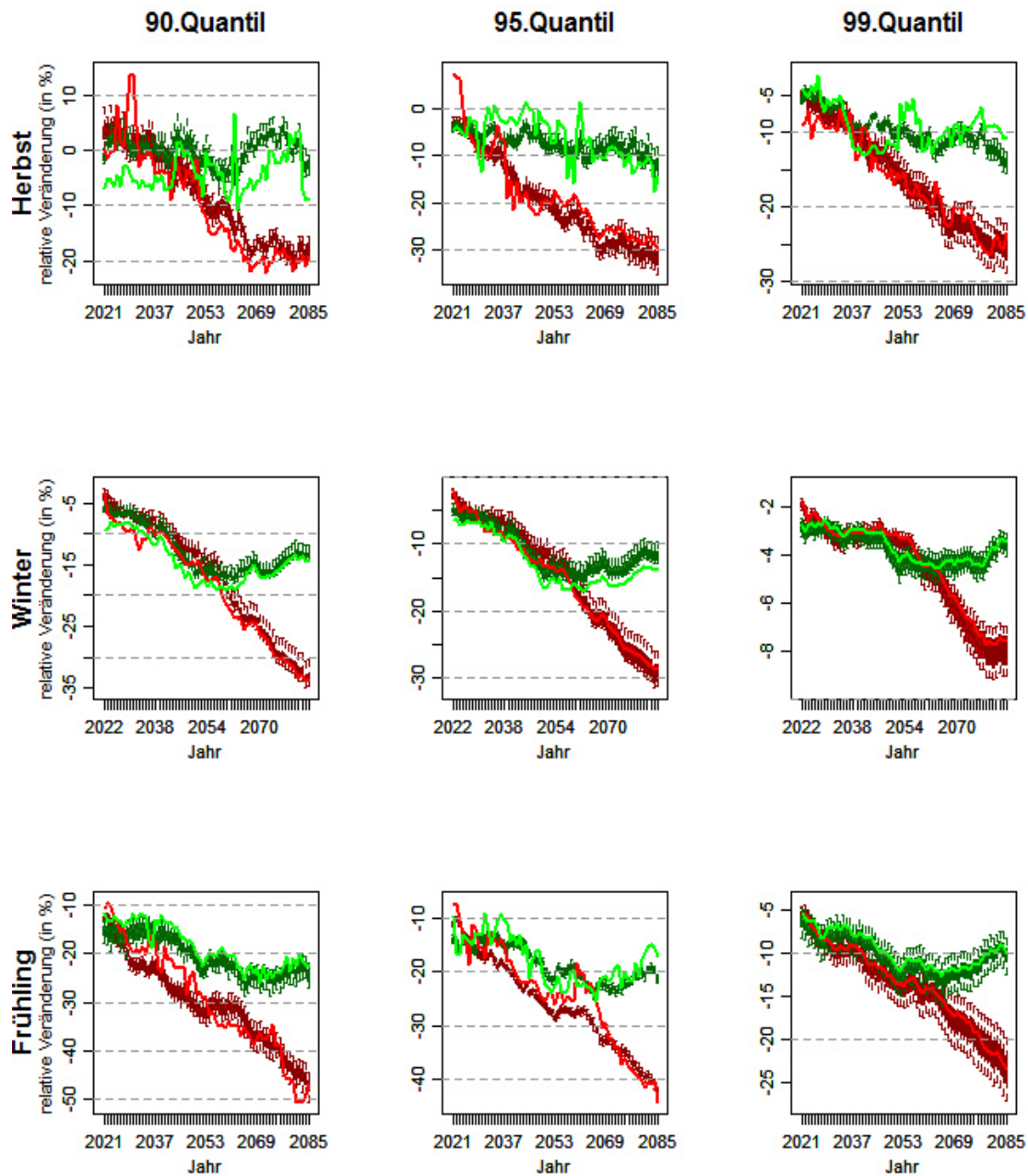


Abbildung G 6: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Limassol** (Referenzstation **NR-6**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

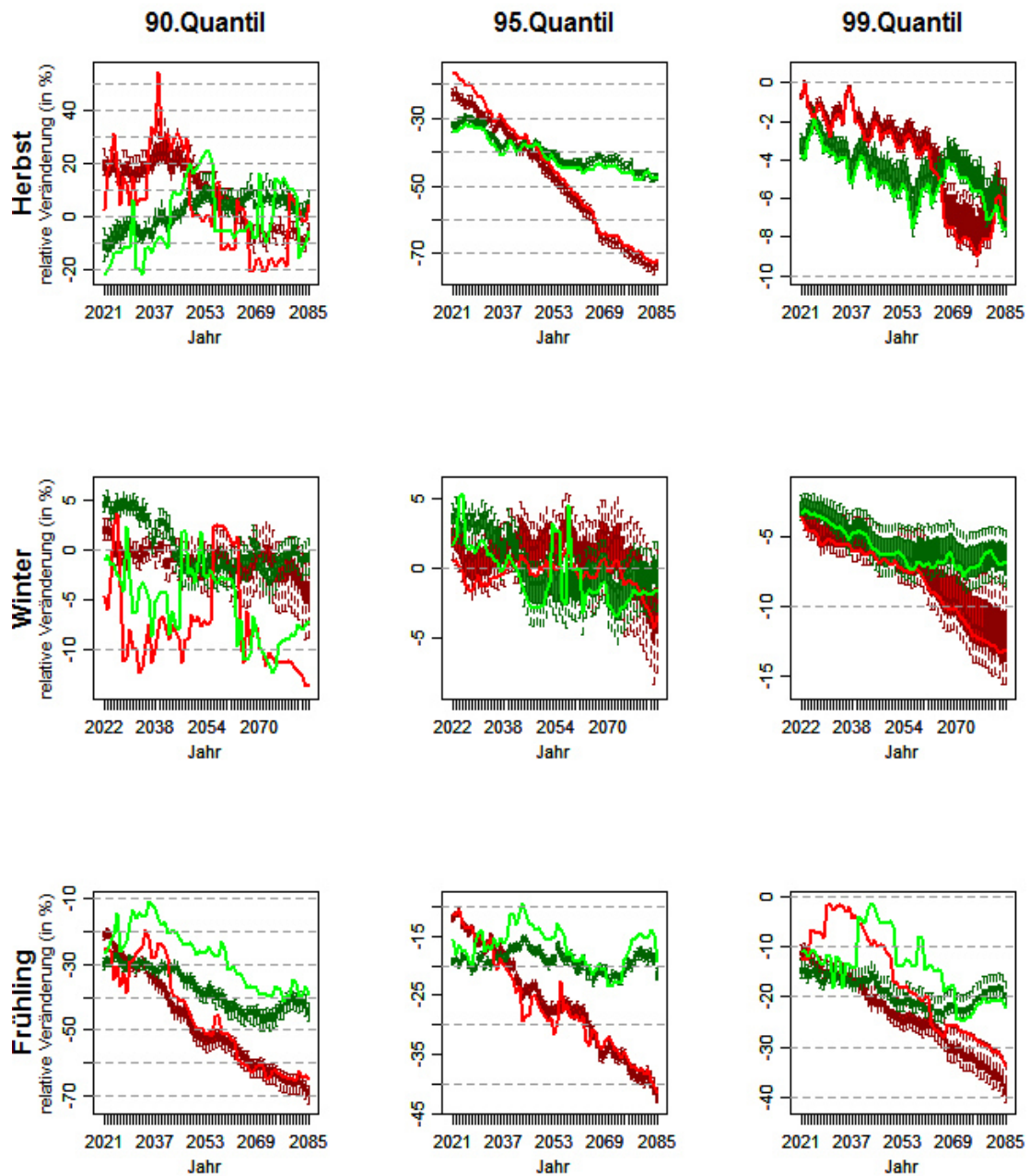


Abbildung G 7: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Beer Sheva** (Referenzstation **NR-7**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

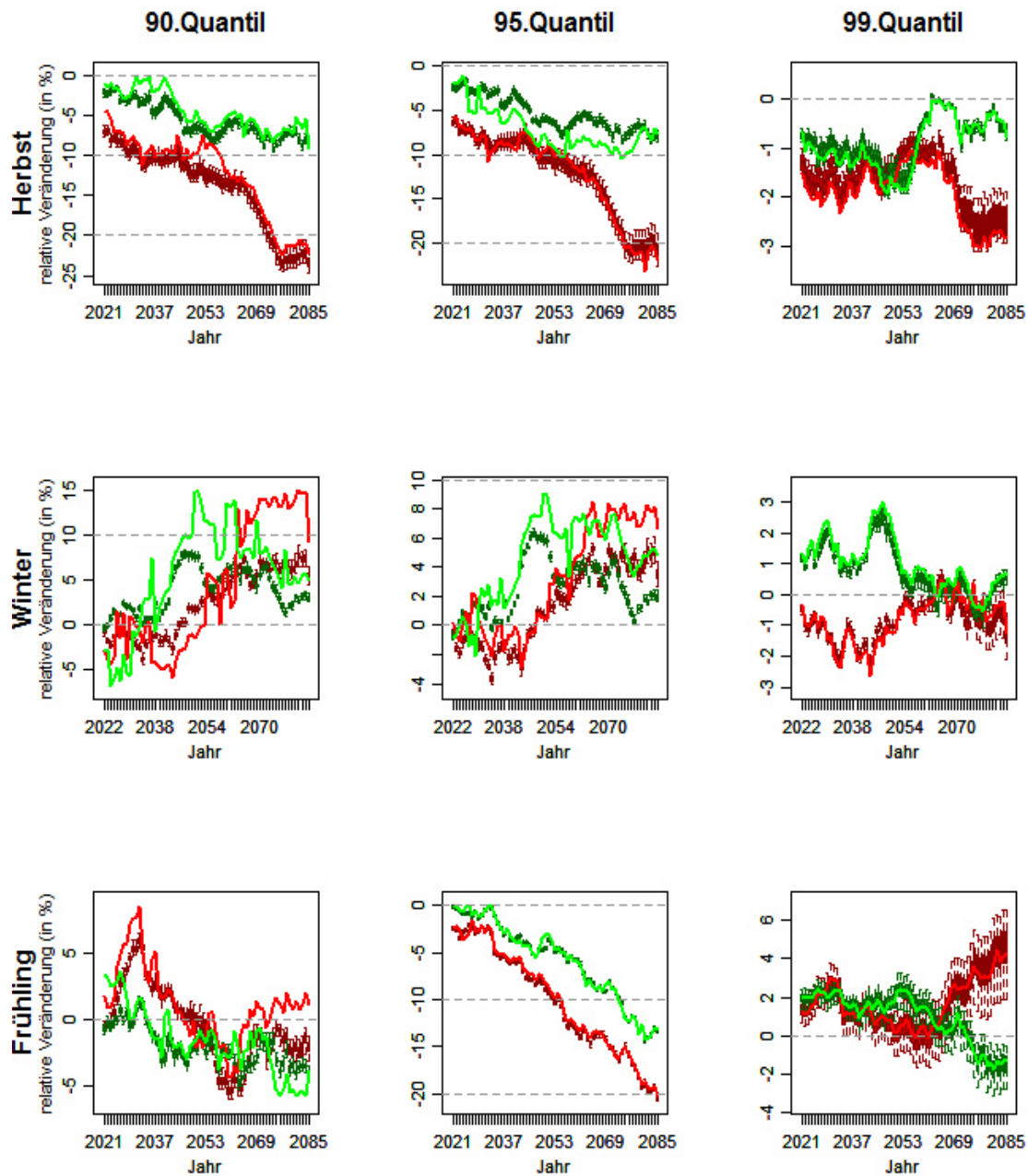


Abbildung G 8: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Nîmes** (Referenzstation **NR-8**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

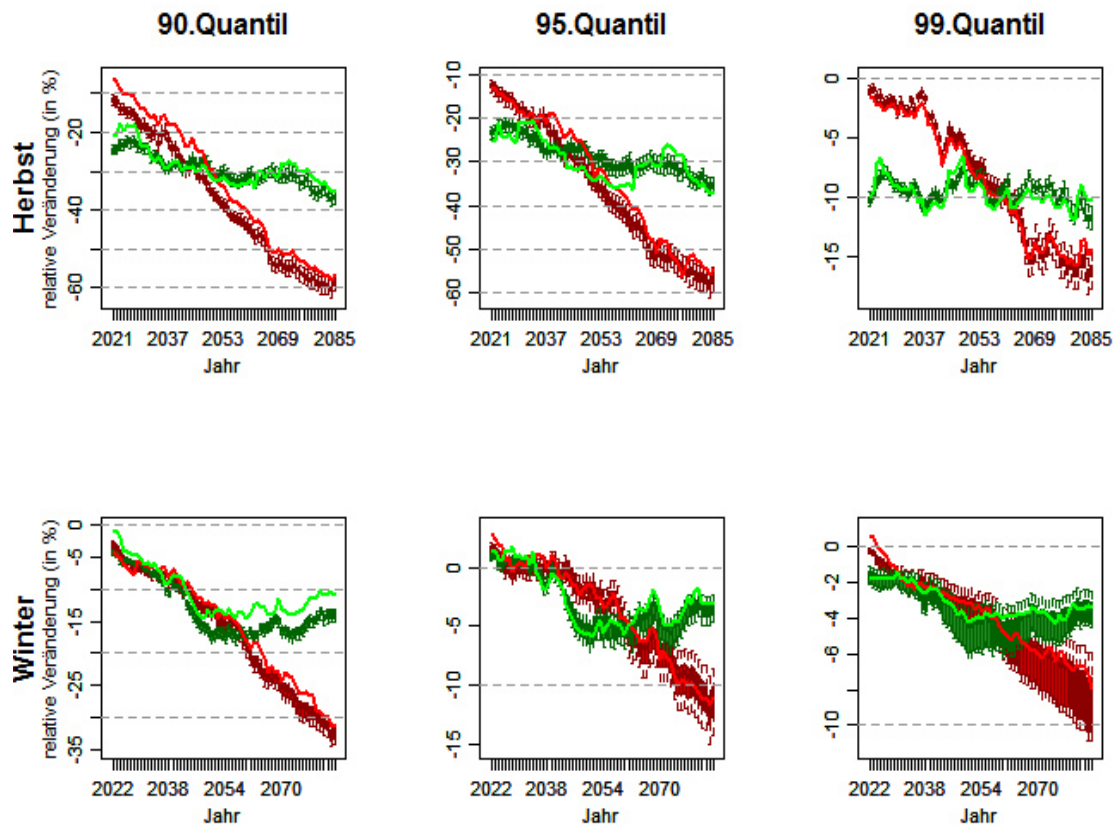


Abbildung G 9: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Tel Aviv** (Referenzstation **NR-9**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

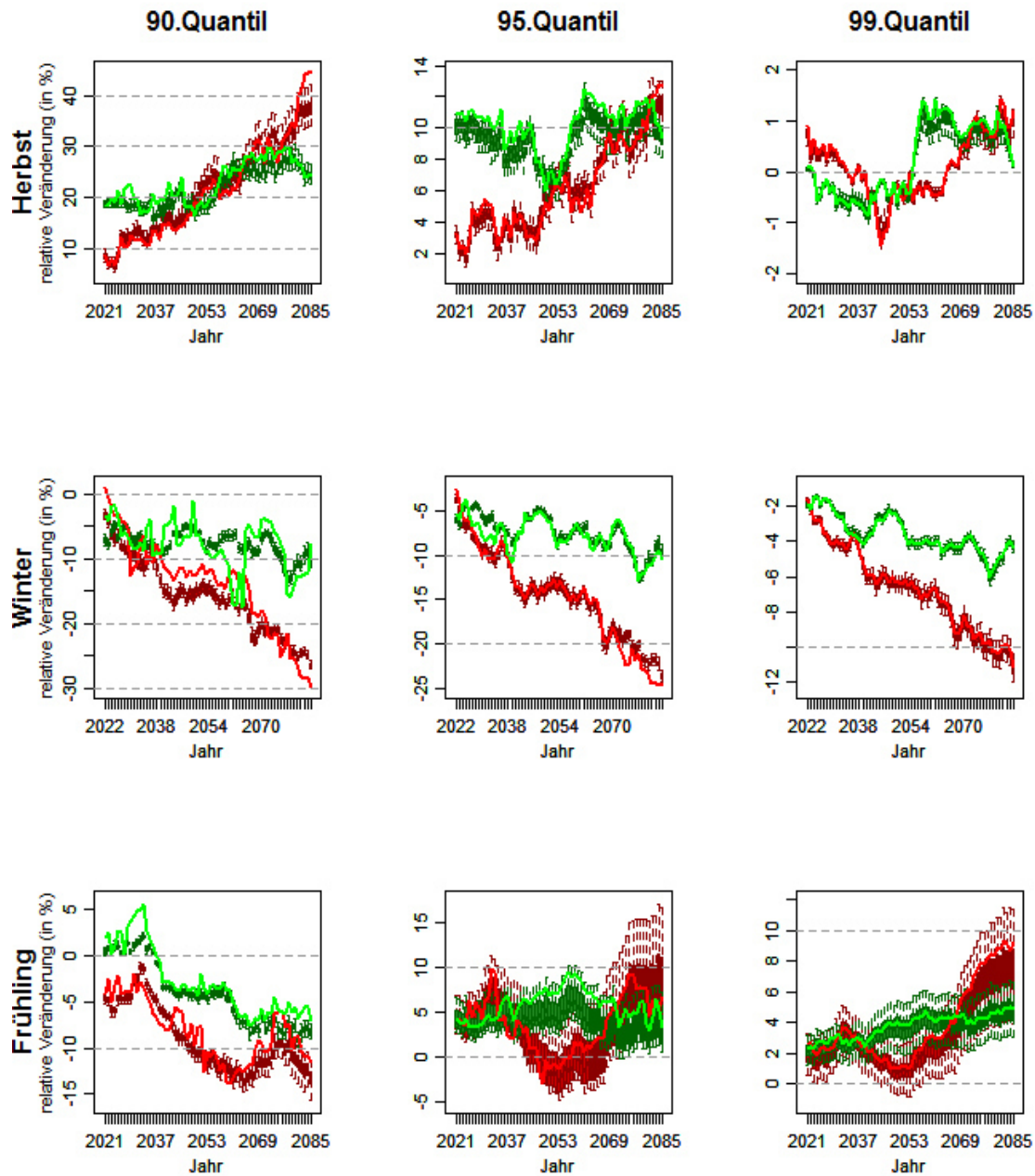


Abbildung G 10: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station *Tortosa* (Referenzstation *NR-10/9*) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

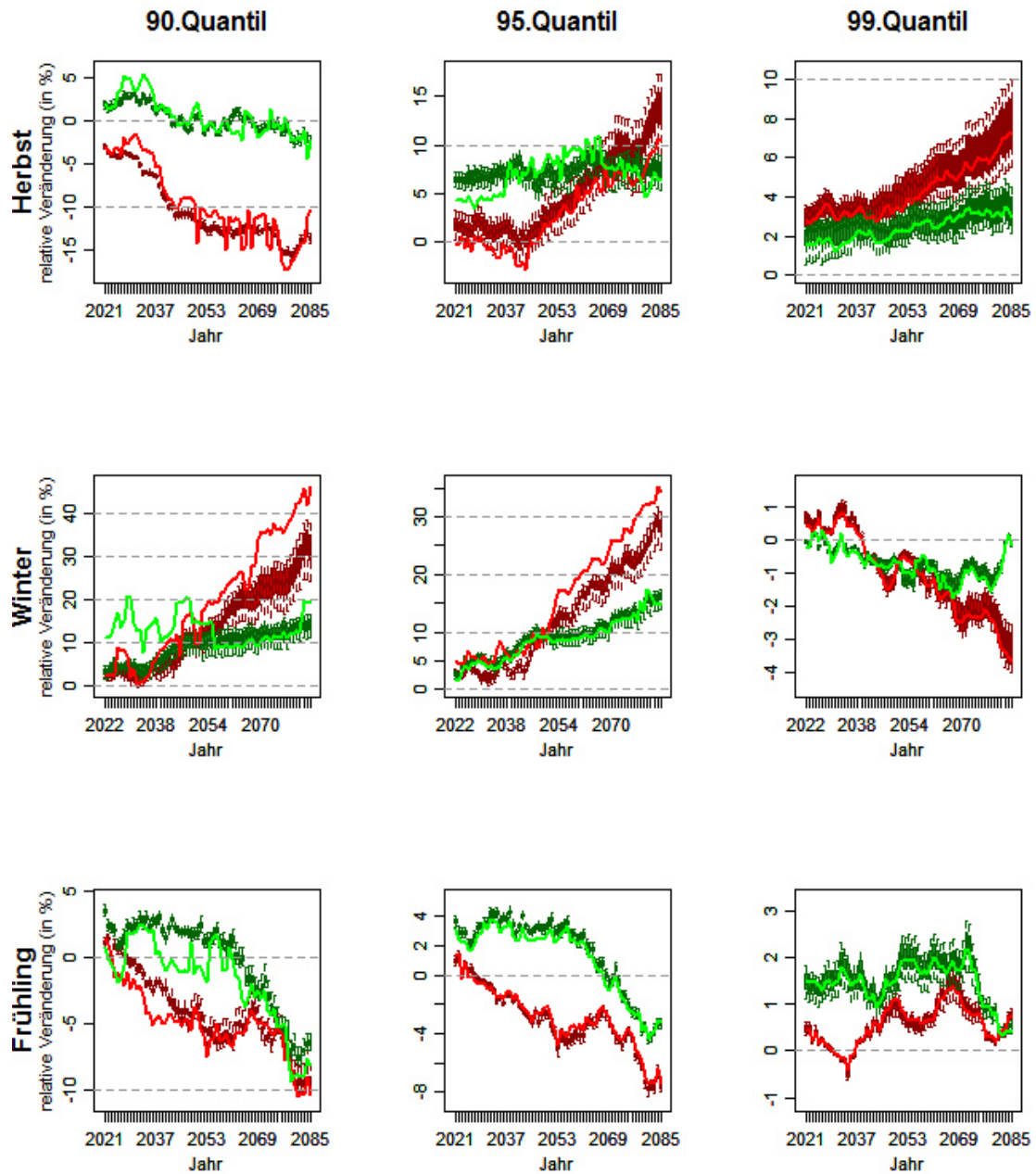


Abbildung G 11: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Bologna** (Referenzstation **NR-11/10**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

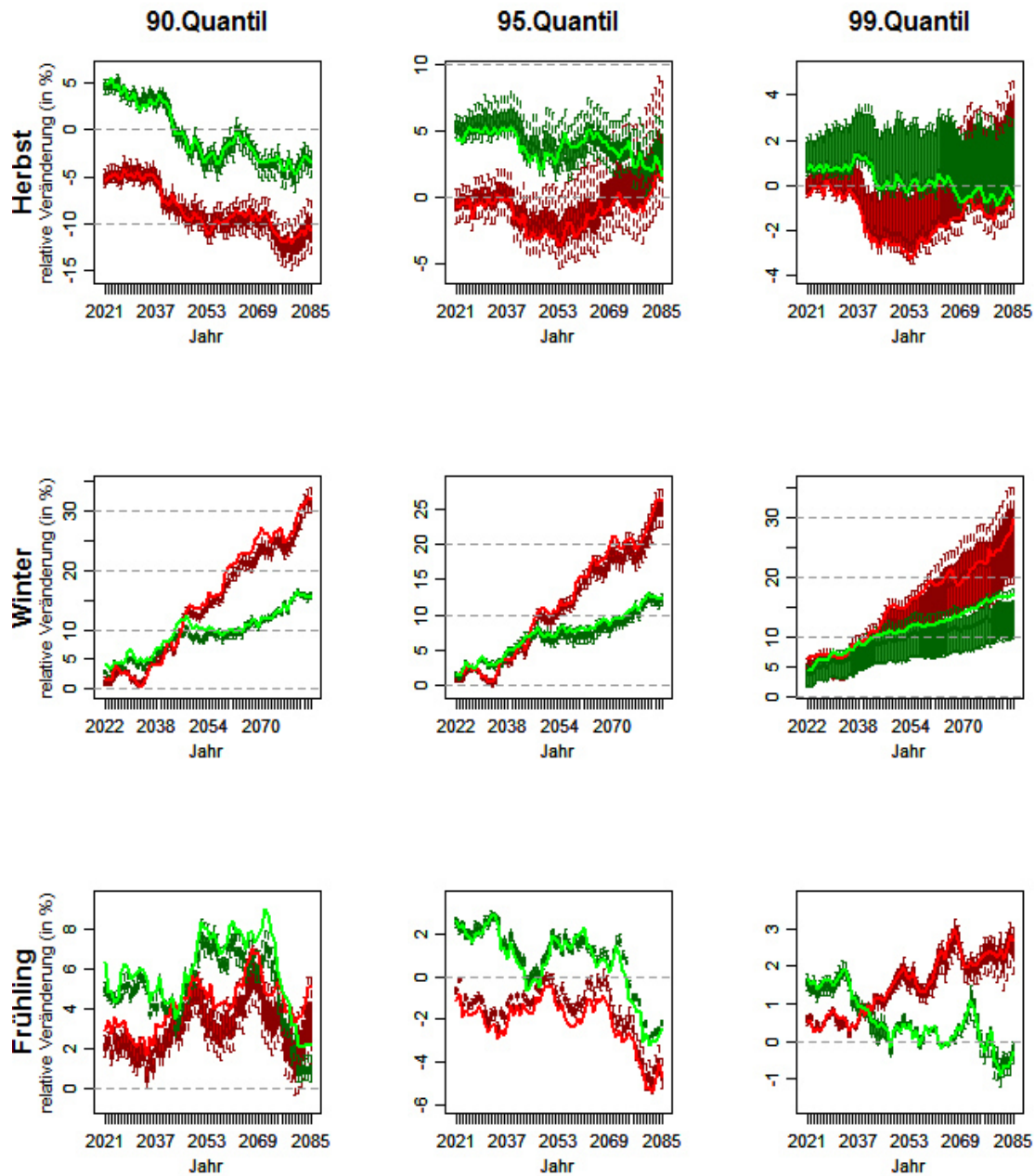


Abbildung G 12: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Gospic** (Referenzstation **NR-12/11**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31-jährigen Subperioden, die durchgezogenen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

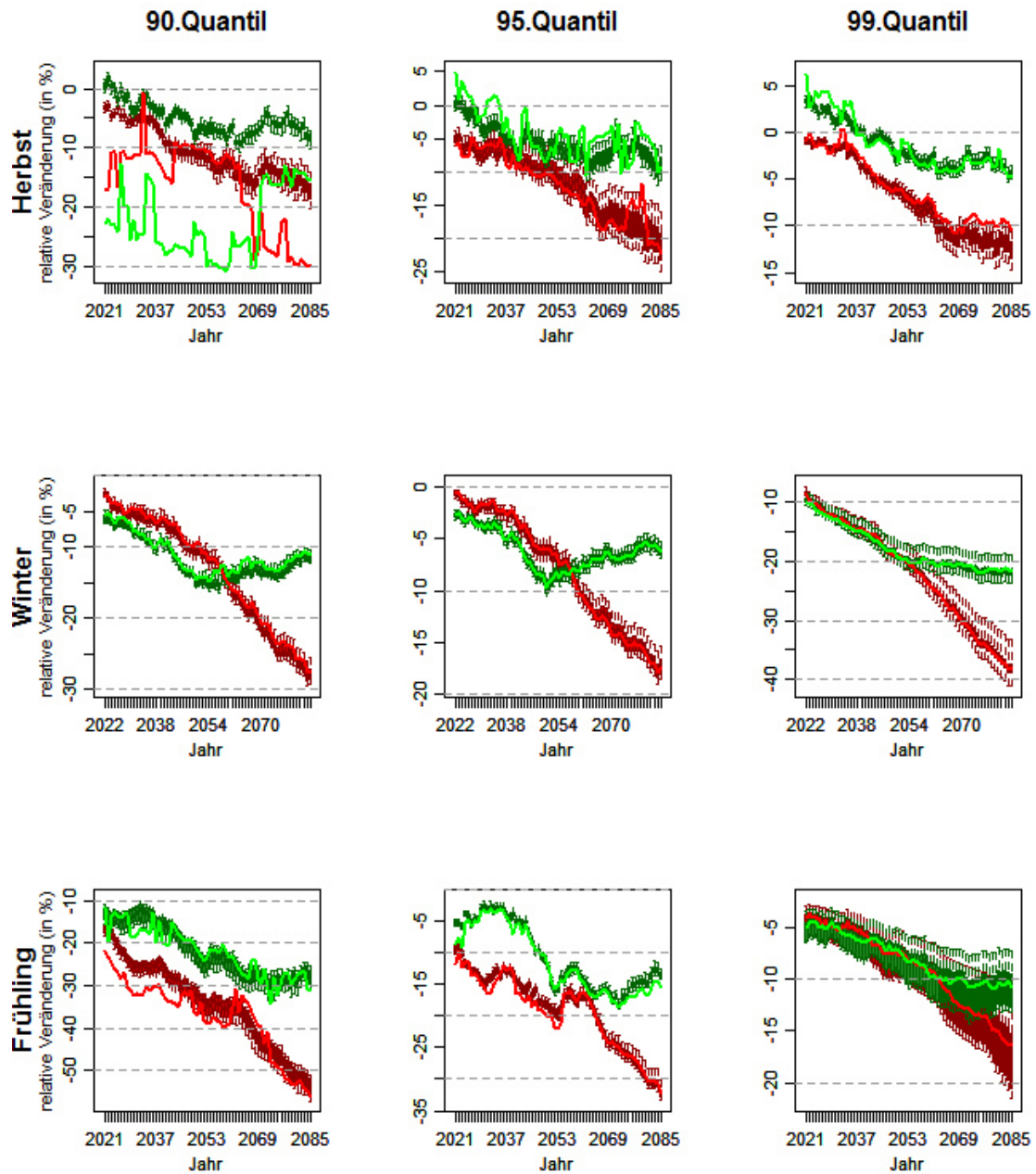


Abbildung G 13: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Chania** (Referenzstation **NR-13/12**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

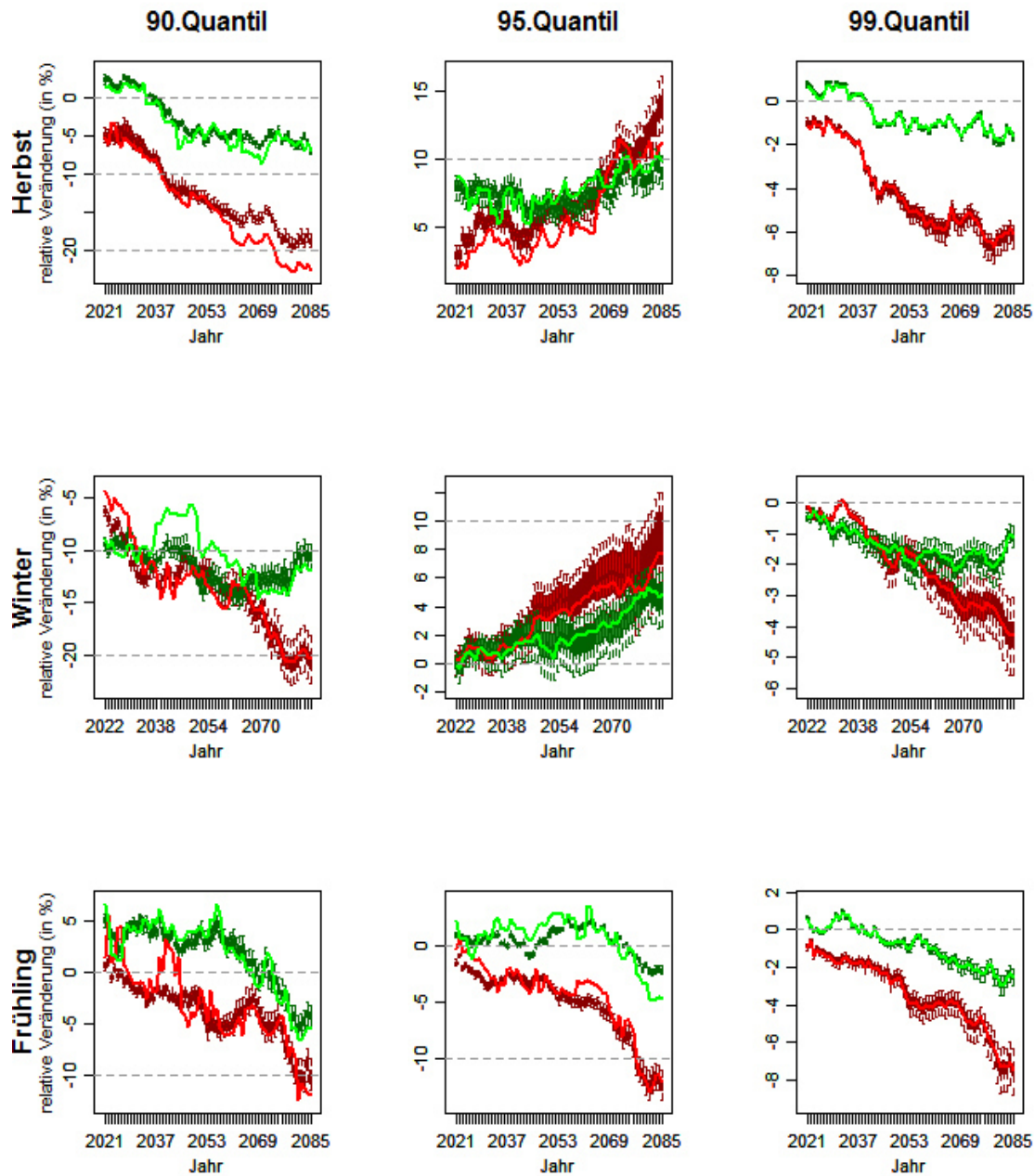


Abbildung G 14: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Lastovo** (Referenzstation **NR-14/13**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade **RCP4.5** (grün) und **RCP8.5** (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

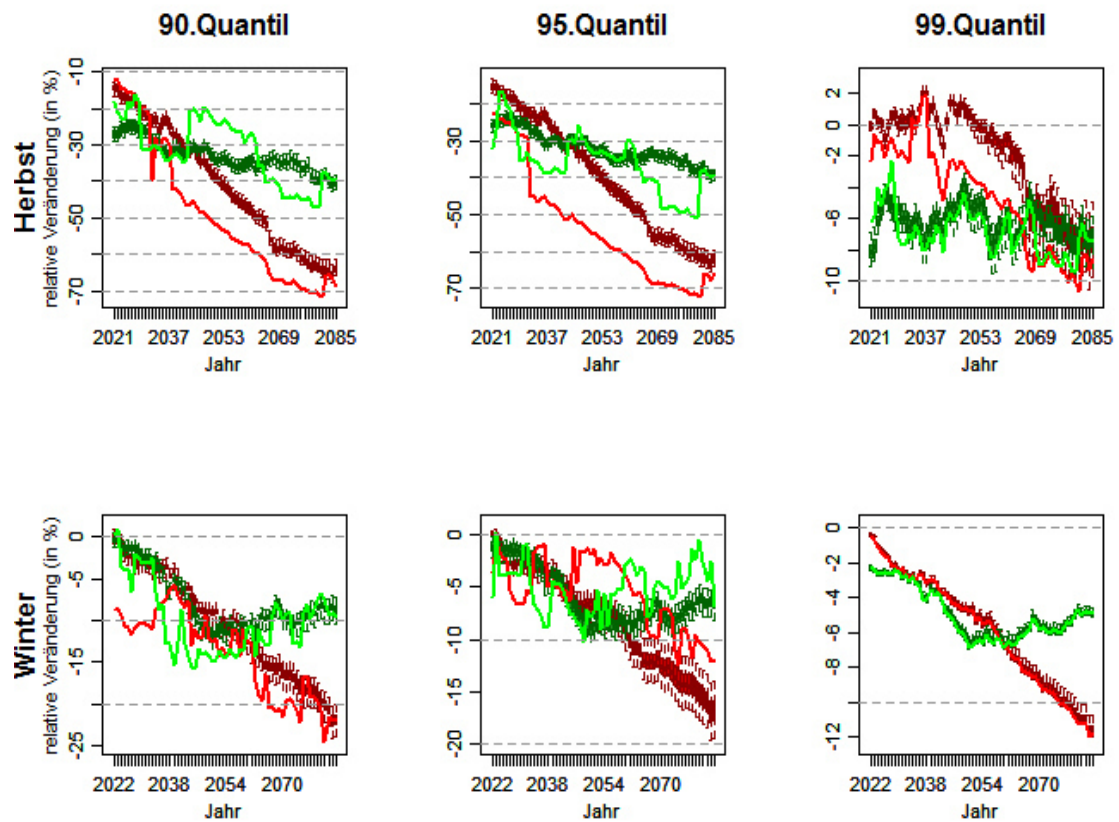


Abbildung G 15: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Jerusalem** (Referenzstation **NR-15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

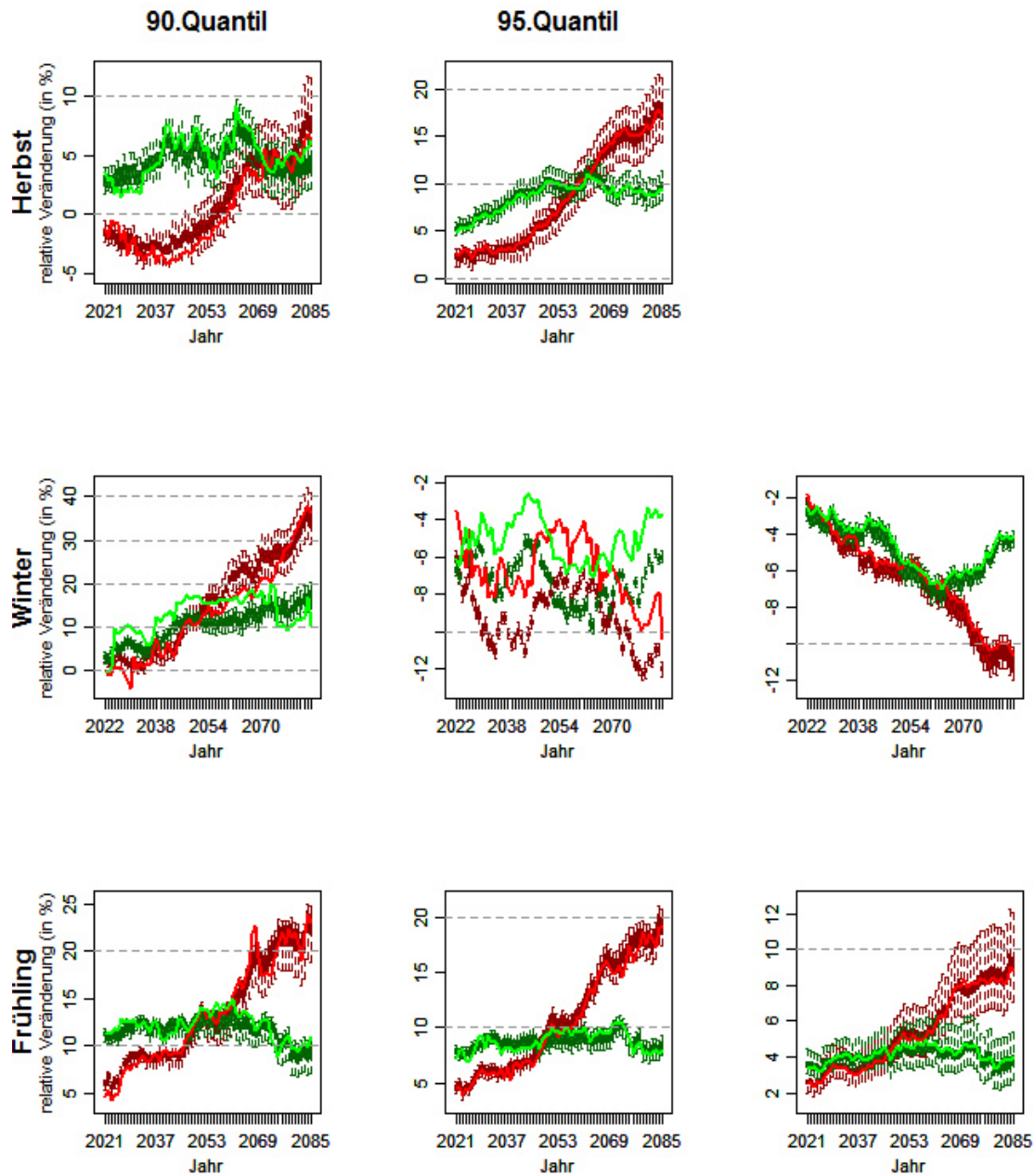


Abbildung G 16: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Mantova** (Referenzstation **NR-16/14**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

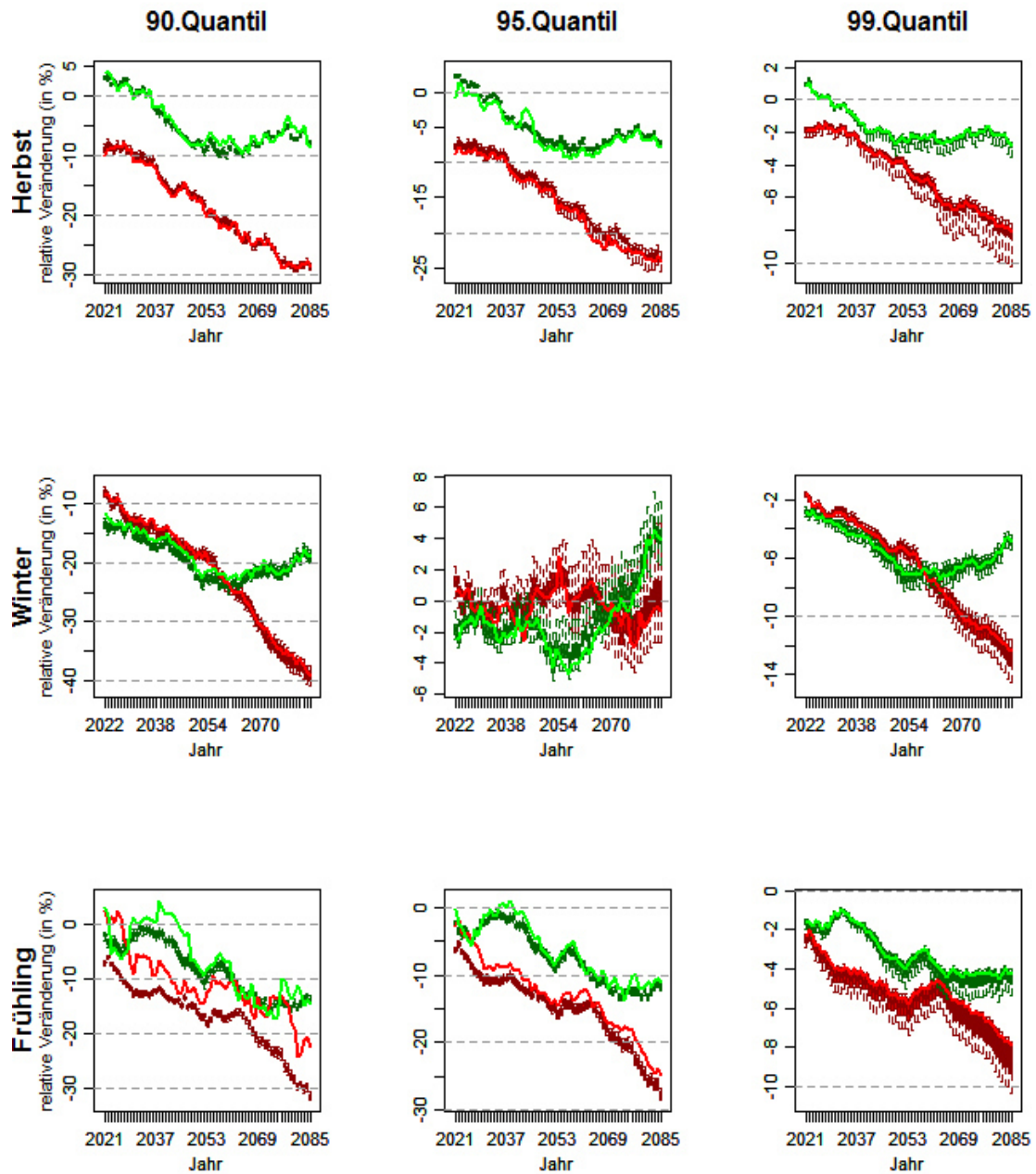


Abbildung G 17: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Larissa** (Referenzstation **NR-17/15**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

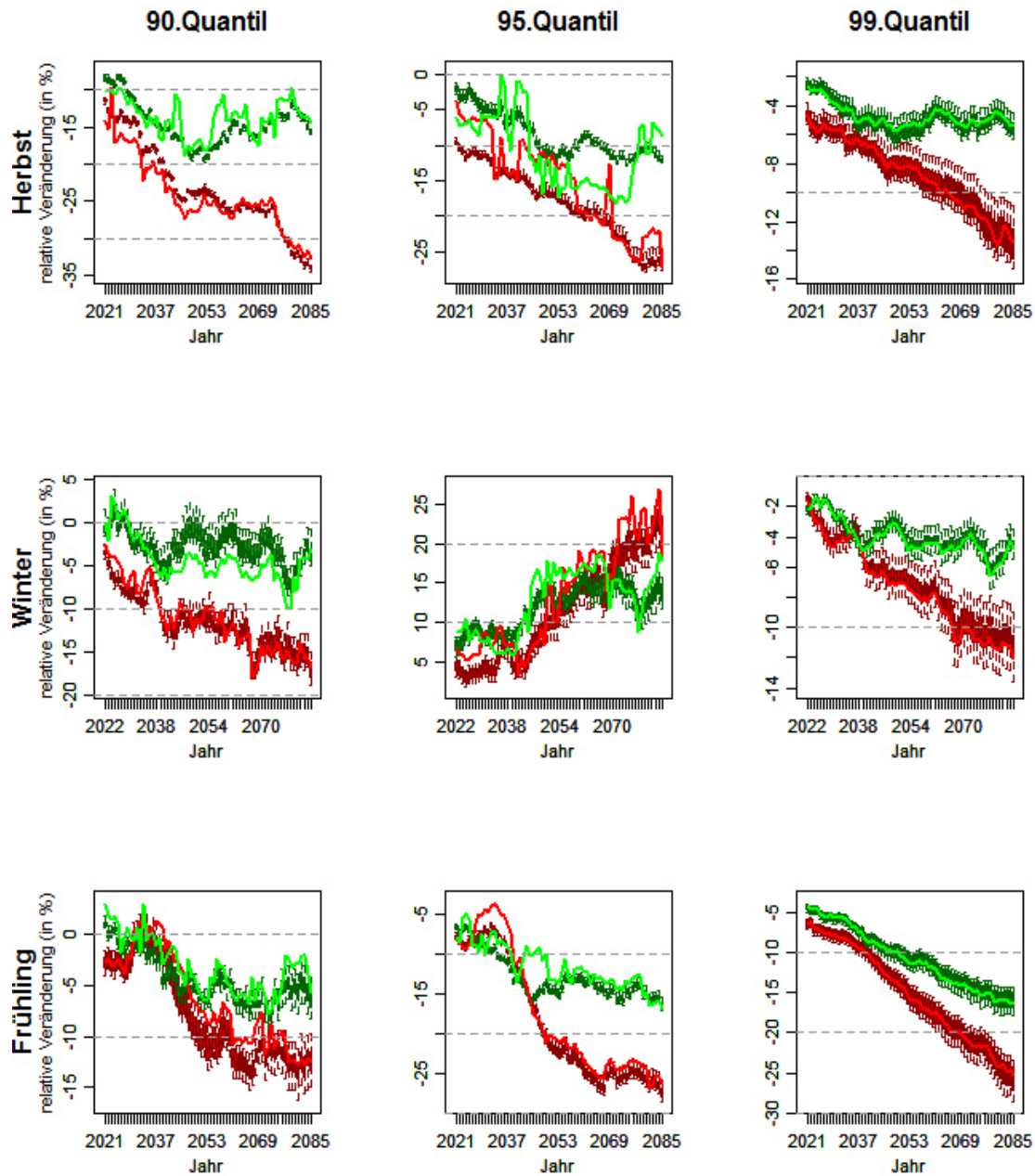


Abbildung G 18: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Alicante** (Referenzstation **NR-18/16**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

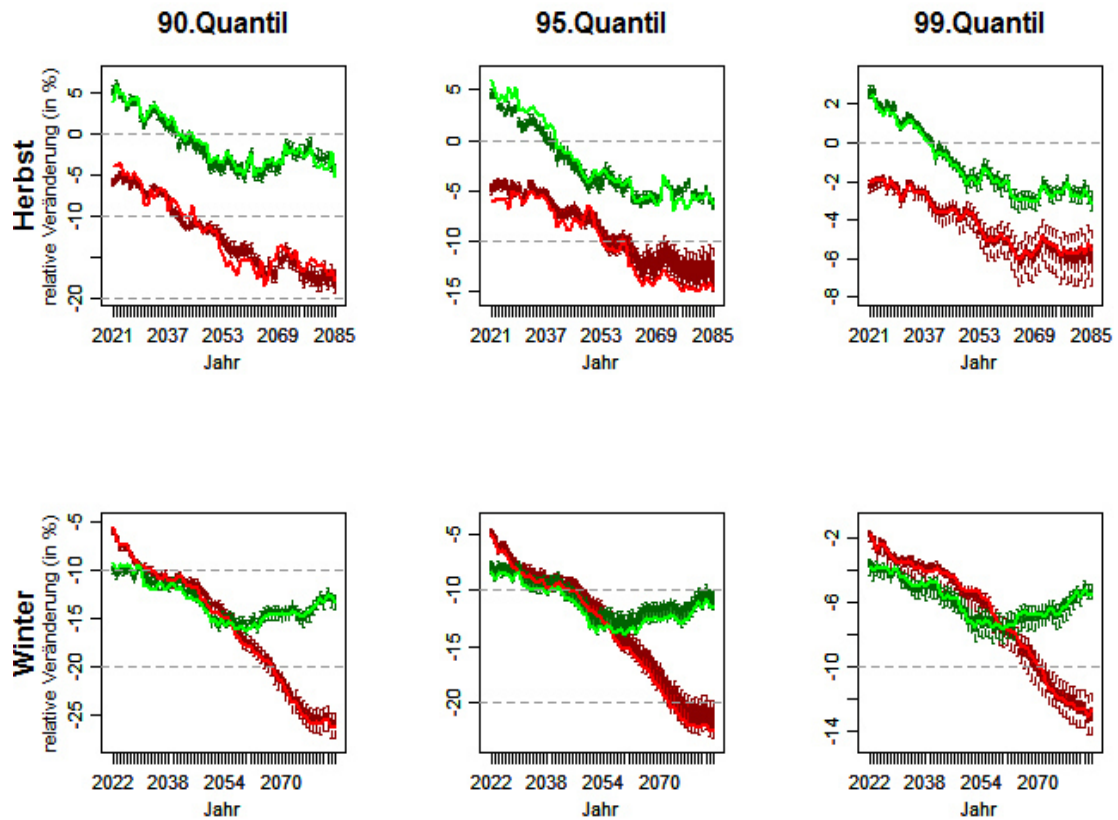


Abbildung G 19: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Methoni** (Referenzstation **NR-19**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

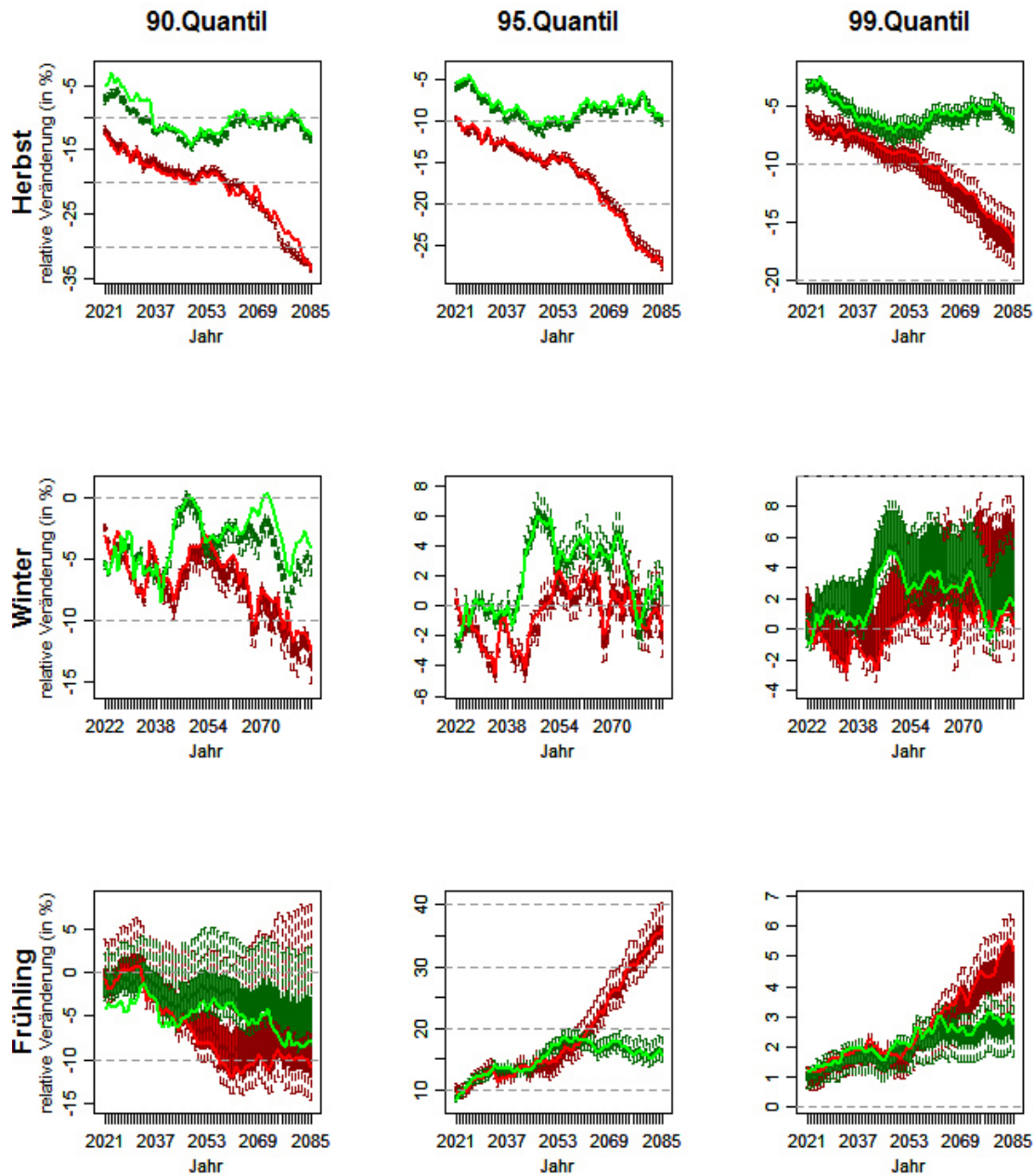


Abbildung G 20: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Soria** (Referenzstation **NR-20/17**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

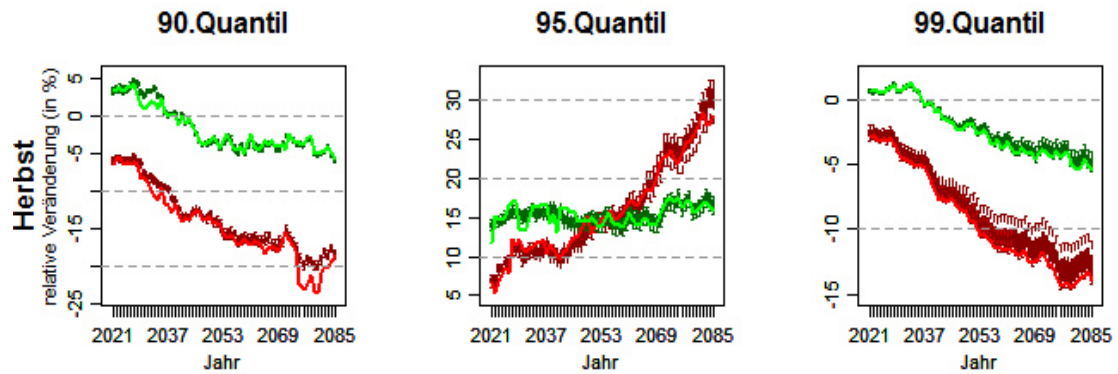


Abbildung G 21: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Brindisi** (Referenzstation **NR-21H**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

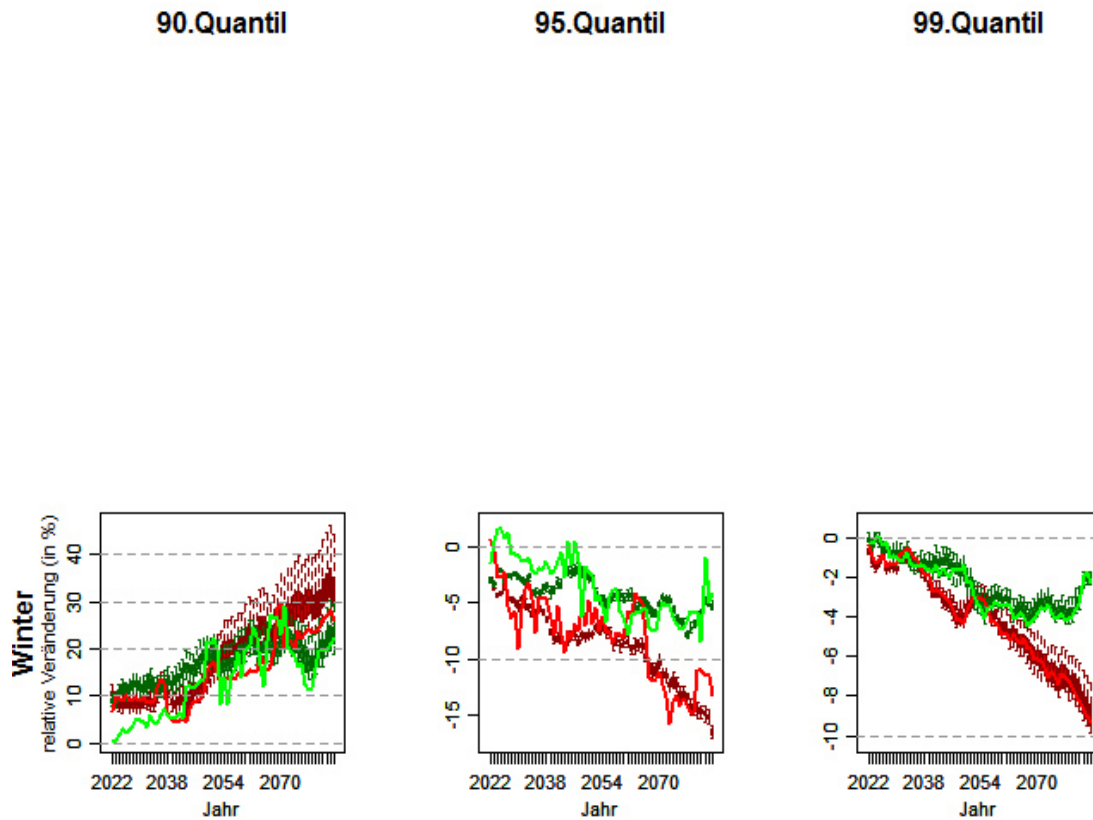


Abbildung G 22: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Perpignan** (Referenzstation **NR-21W**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannweite des Abschätzungsspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

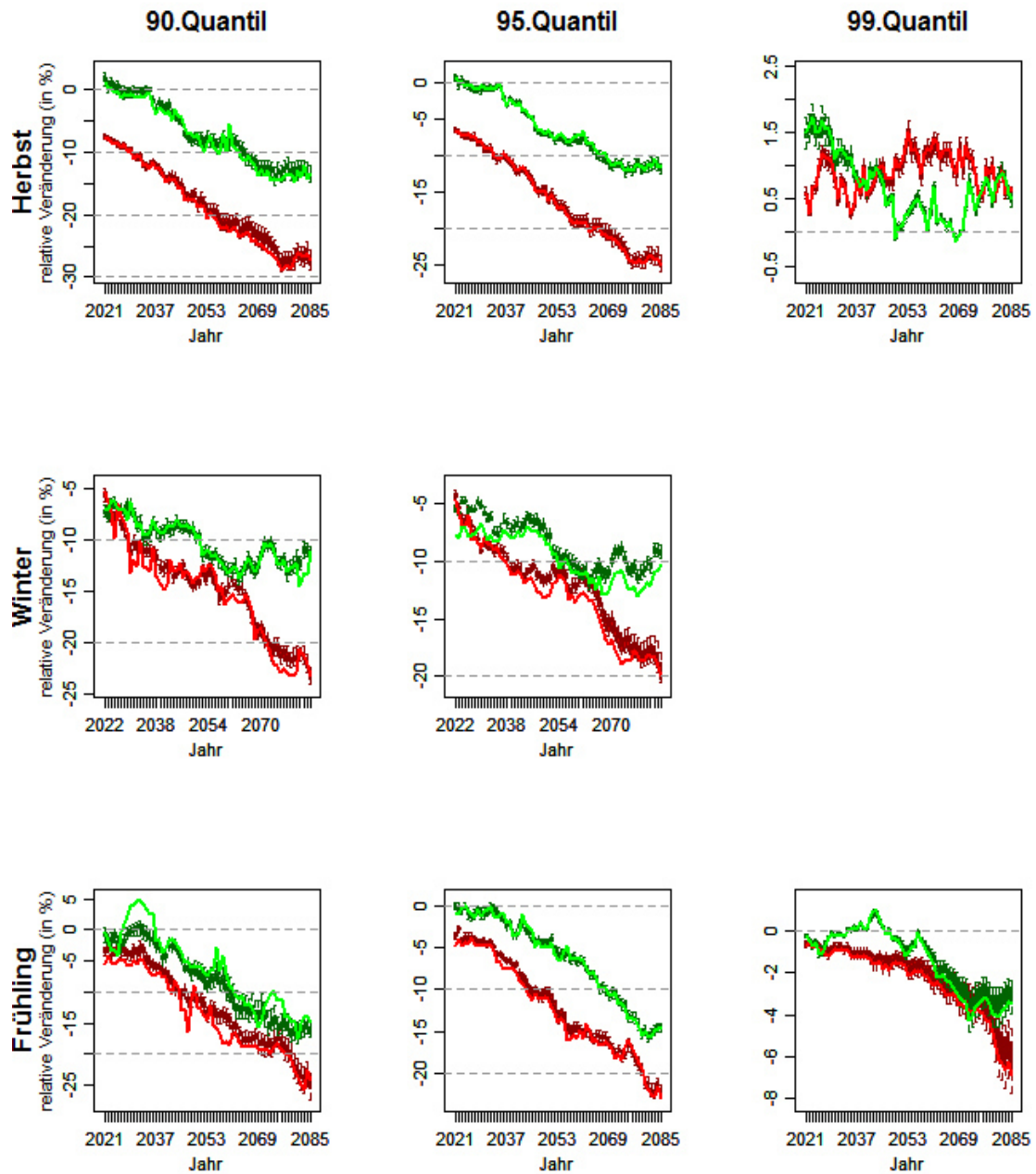


Abbildung G 23: Relative Veränderungen der Niederschlagsquantile gegenüber dem MHR (Spalten: 0.90, 0.95, 0.99) in den verschiedenen Jahreszeiten (Reihen: Herbst, Winter, Frühling) der Station **Cagliari** (Referenzstation **NR-22/18**) für die beiden repräsentativen Konzentrationspfade RCP4.5 (grün) und RCP8.5 (rot). Die Box-Whisker-Plots repräsentieren die gesamte Spannbreite des Abschätzungspektrums für die verschiedenen 31jährigen Subperioden, die durchgängigen Linien jeweils den Wert für das „beste“ Regressionsmodell.

Anhang H

- Abbildung H 1: Überblick über die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Herbst**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 454
- Abbildung H 2: Überblick über die Abschätzung des 95.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Herbst**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 455
- Abbildung H 3: Überblick über die Abschätzung des 99.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Herbst**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 456
- Abbildung H 4: Überblick über die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Winter**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 457
- Abbildung H 5: Überblick über die Abschätzung des 95.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Winter**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 458
- Abbildung H 6: Überblick über die Abschätzung des 99.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Winter**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 459
- Abbildung H 7: Überblick über die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Frühling**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 460
- Abbildung H 8: Überblick über die Abschätzung des 95.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Frühling**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 461
- Abbildung H 9: Überblick über die Abschätzung des 99.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Frühling**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben. 462

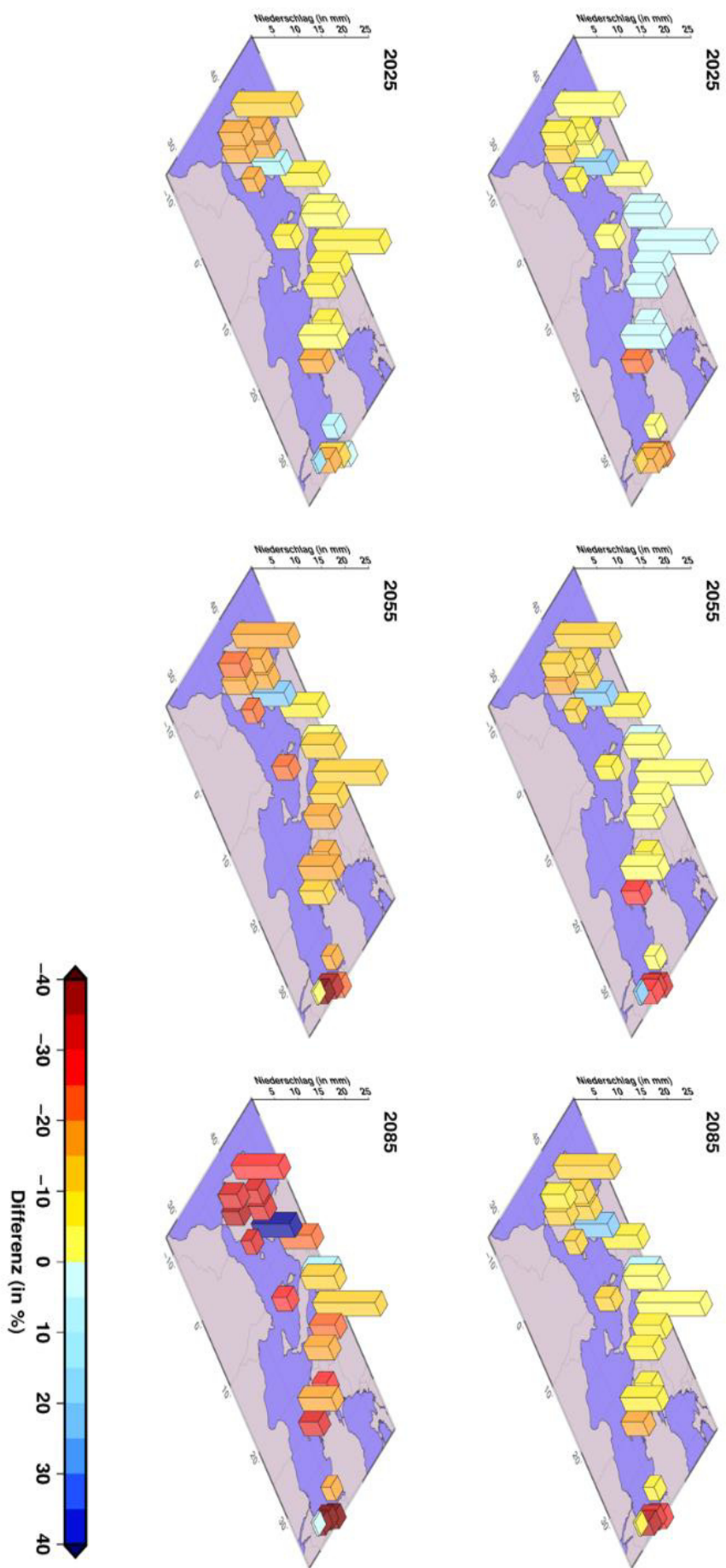


Abbildung H 1: Überblick über die Abschätzung des 90.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Herbst. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

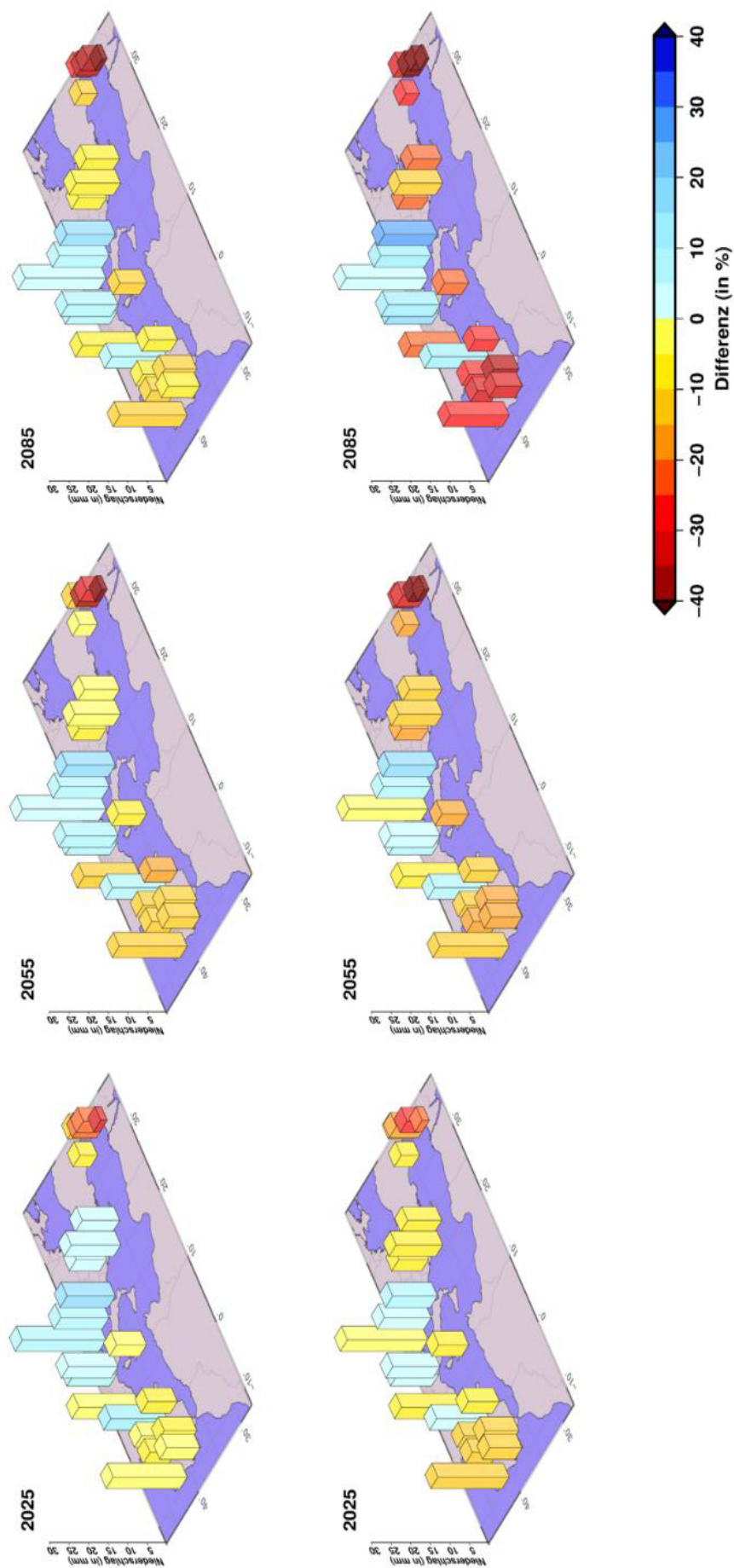


Abbildung H 2: Überblick über die Abschätzung des 95.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Herbst**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

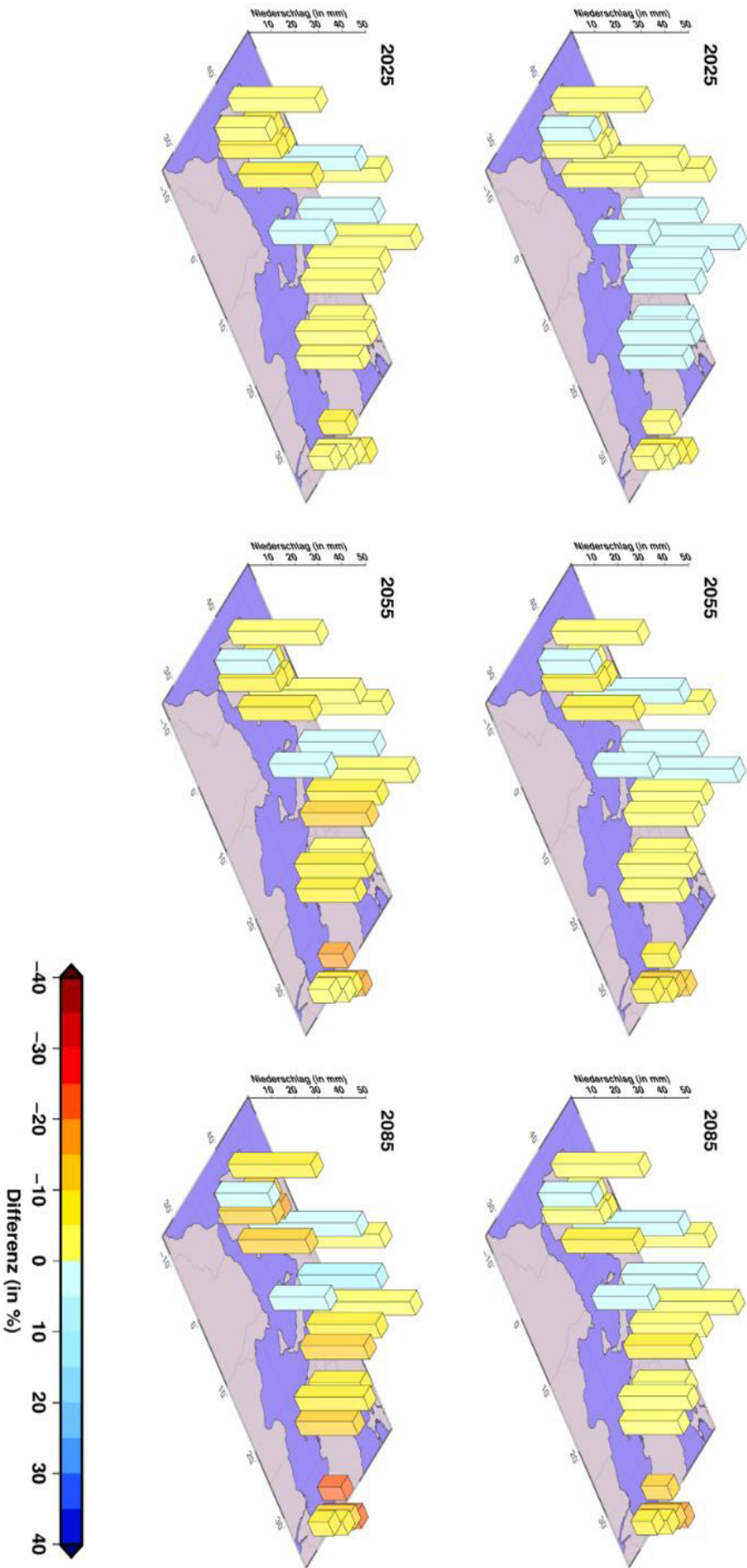


Abbildung H 3: Überblick über die Abschätzung des 99.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im Herbst. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

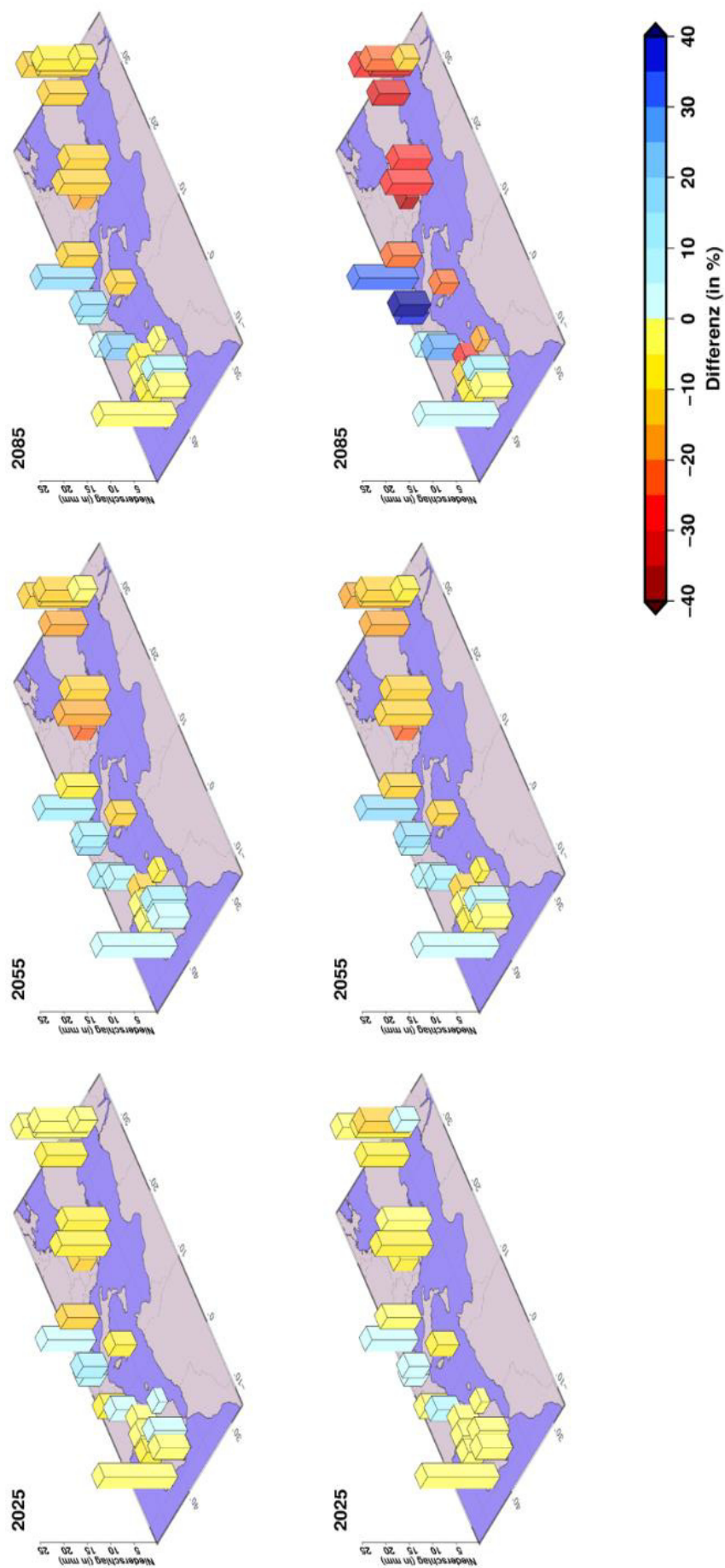


Abbildung H 4: Überblick über die Abschätzung des 90. Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Winter**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

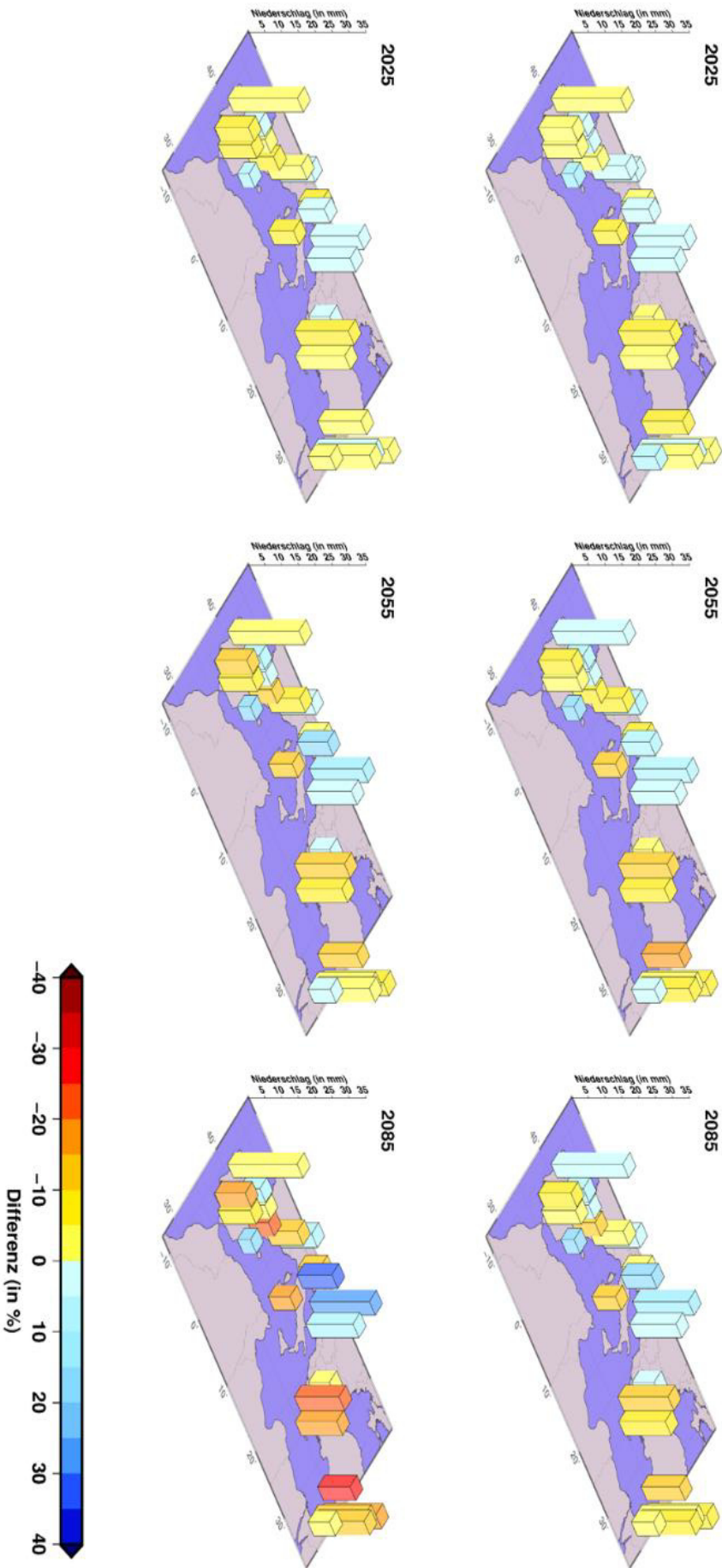


Abbildung H 5: Überblick über die Abschätzung des 95.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des institutionären Modellsatzes im Winter. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

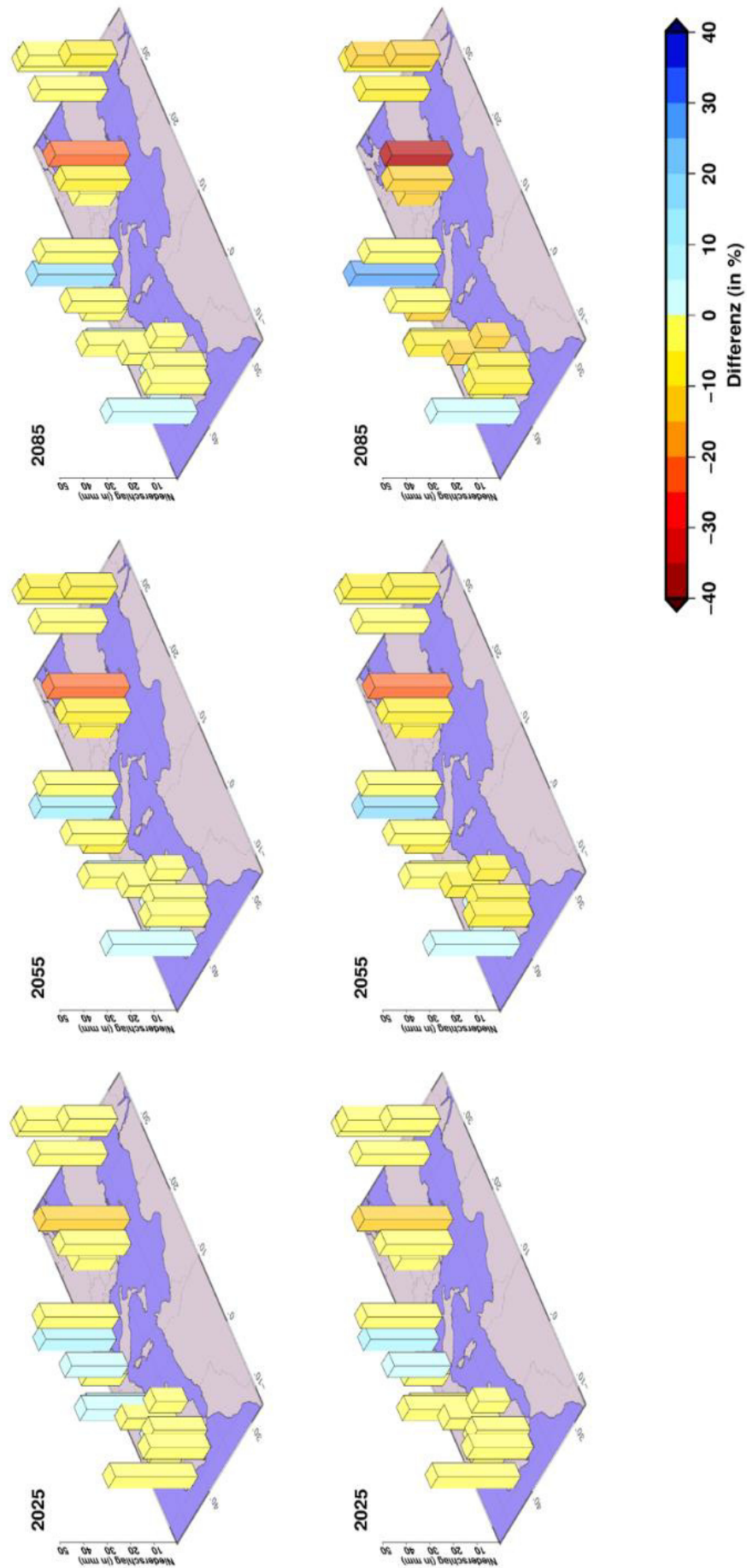


Abbildung H 6: Überblick über die Abschätzung des 99.Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21.Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Winter**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

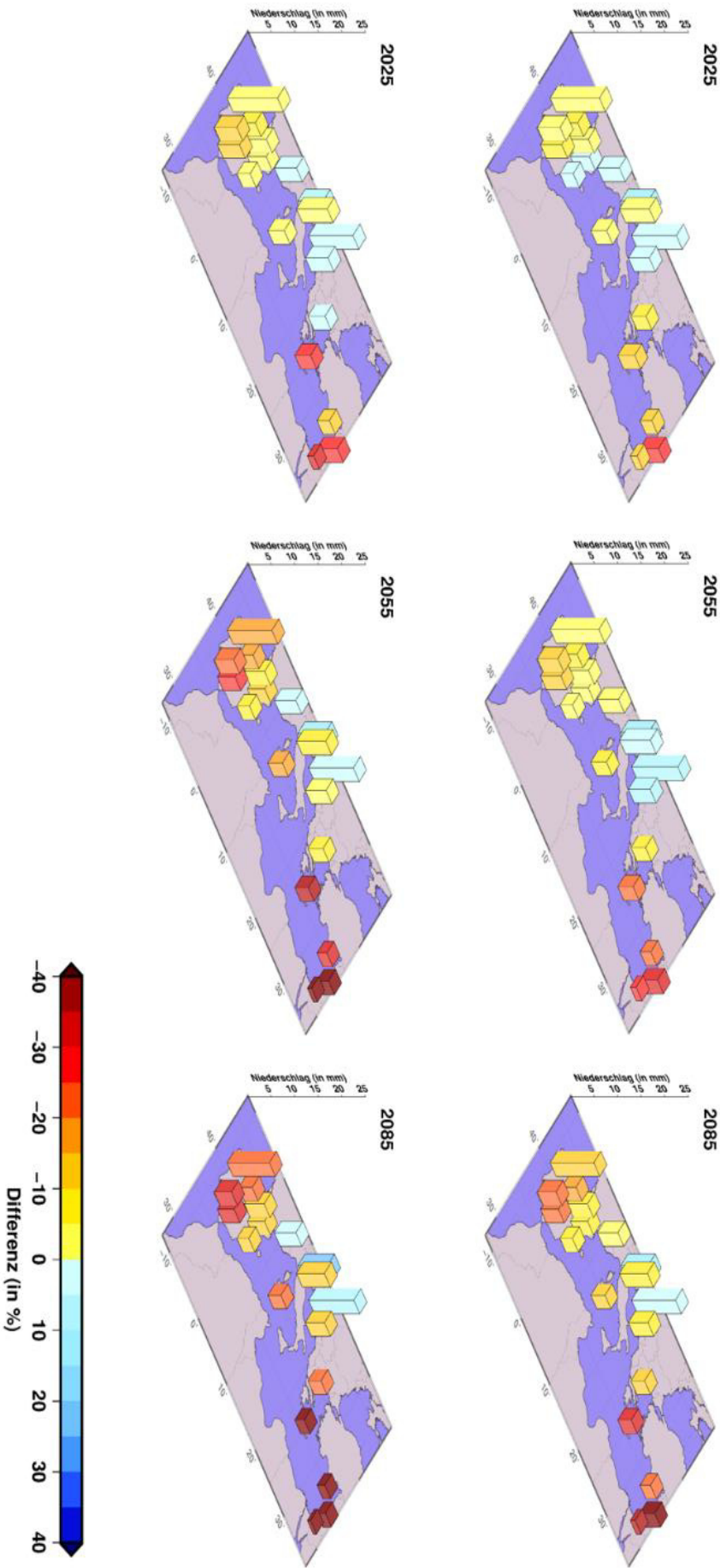


Abbildung H 7: Überblick über die Abschätzung des 90. Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert anhand des instationären Modellsatzes im **Frühling**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

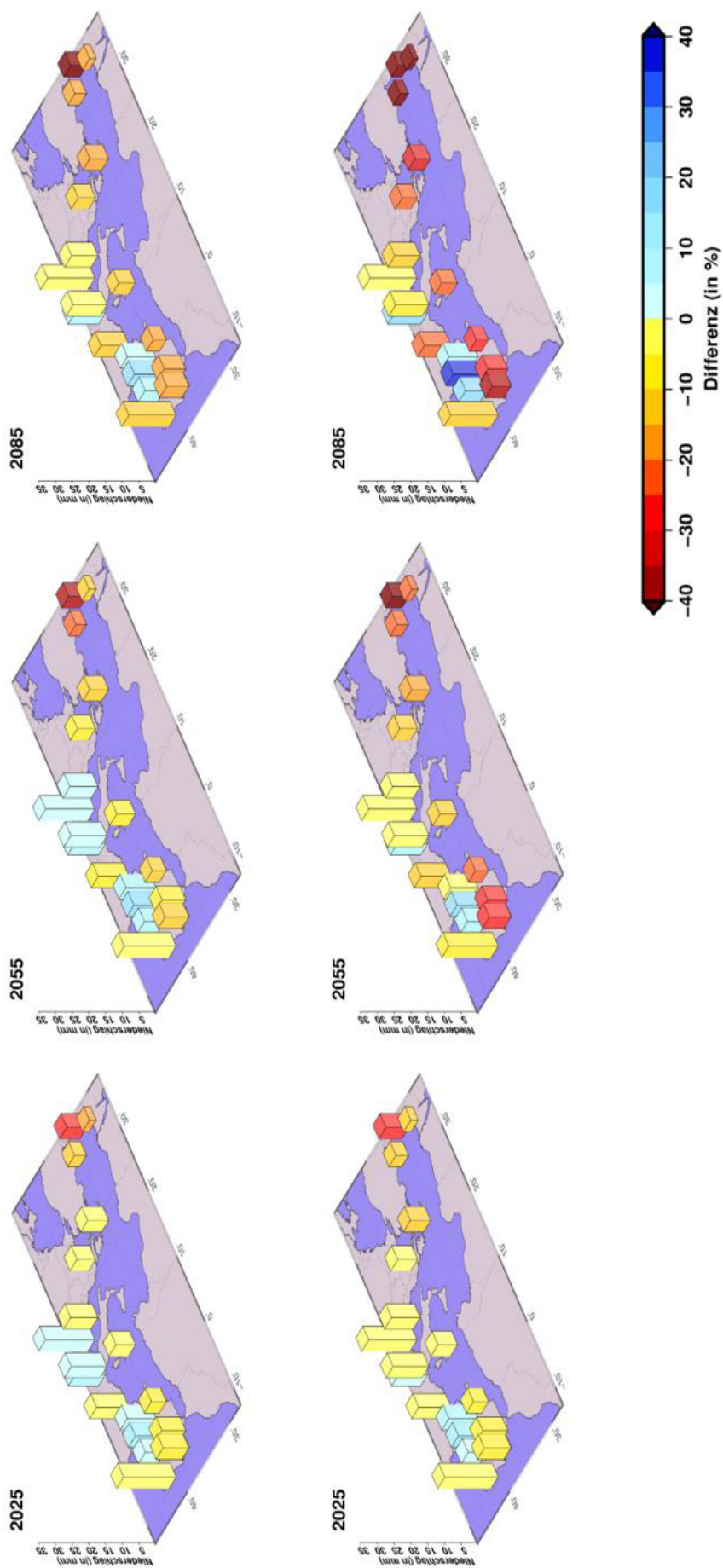


Abbildung H 8: Überblick über die Abschätzung des 95. Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert anhand des instationären Modellansatzes im **Frühling**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.

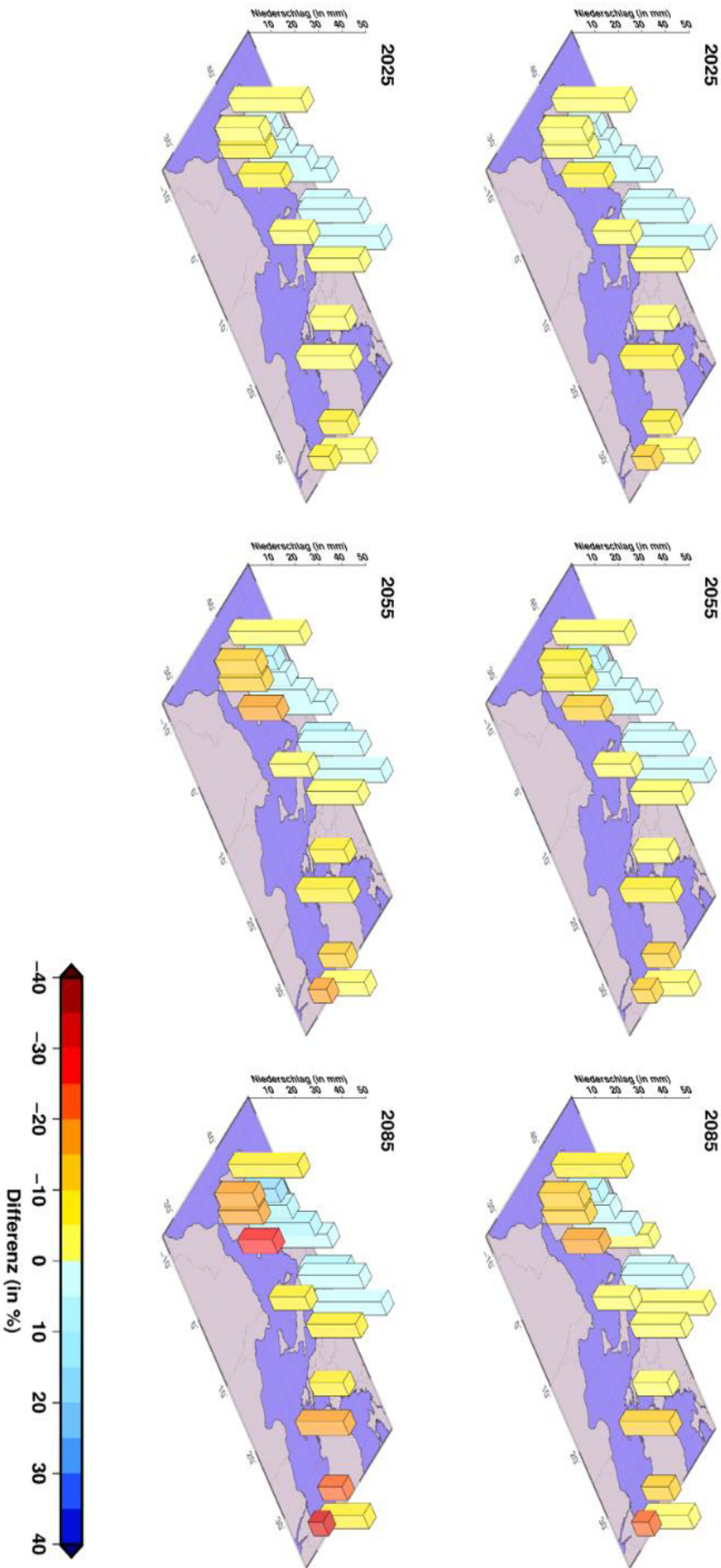


Abbildung H 9: Überblick über die Abschätzung des 99. Niederschlagsquantils im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert anhand des instationären Modellsatzes im **Frühling**. Die absoluten Quantilwerte (in mm) sind in Form von Balken dargestellt, die relativen Veränderungen gegenüber dem MHR (in %) sind farblich hervorgehoben.